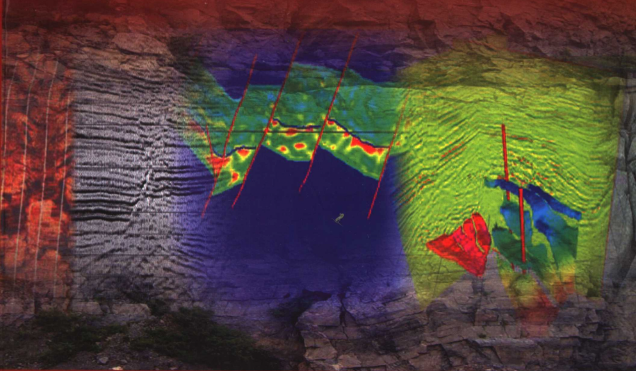
碳酸盐岩潜山储层缝洞预测

刘传虎　贺振华　黄德济　著



石油工业出版社

责任编辑：王焕弟　封面设计：赛维玉　责任校对：王　蕾



ISBN 7-5021-5825-1/TE·4402
定价：48.00 元

碳酸盐岩潜山储层缝洞预测

刘传虎　贺振华　黄德济　著

石 油 工 业 出 版 社

内 容 提 要

碳酸盐岩潜山缝洞型油气储层的识别和预测具有很强的挑战性。面对挑战，本书探讨了储层裂缝、孔洞发育带地震识别和预测的可能性、基本理论与方法；以物理模型实验和数值模拟结果展示了潜山缝洞带地震波响应的基本规律与特征；研究了利用三维地震资料对缝洞储层进行多尺度边缘检测的系列方法和应用地质、地震、测井、钻井资料等多源信息进行综合预测的原则与方法；以济阳坳陷 GQ2 南潜山储集体、CB30 潜山储集体、NH 潜山储集体为例进行了地震检测和综合预测与分析。这些研究为潜山油气储层识别及其空间分布规律的认识提供了有价值的方法和依据。

本书适合从事油气藏勘探、开发和缝洞检测的工程技术人员和相关专业的高校师生、研究人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

碳酸盐岩潜山储层缝洞预测/刘传虎等著.
北京:石油工业出版社,2006.12
ISBN 7-5021-5825-1

Ⅰ.碳…
Ⅱ.刘…
Ⅲ.碳酸盐岩油气田-预测-研究-潜山
Ⅳ.P618.130.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2006)第 137339 号

出版发行:石油工业出版社
(北京安定门外安华里 2 区 1 号 100011)
网 址:www.petropub.cn
发行部:(010)64210392
经 销:全国新华书店
印 刷:北京晨旭印刷厂

2006 年 12 月第 1 版 2006 年 12 月第 1 次印刷
787×1092 毫米 开本:1/16 印张:10.25
字数:300 千字 印数:1—1000 册

定价:48.00 元
(如出现印装质量问题,我社发行部负责调换)

序一

世界上最早发现潜山油气藏是在1909年，当时美国在勘探新生界含油层系时，在俄亥俄州中部辛辛那提隆起偶然发现了摩罗县潜山油气藏。含油层为上寒武统铜岭白云岩，裂缝溶洞发育，连通性好，油井初期日产油20t左右。据统计，全世界236个大型油田中，砂岩油藏占59%，碳酸盐岩油藏占40%。碳酸盐岩油藏以石灰岩和白云岩油藏为主，是世界原油最大的来源之一。目前世界上已有40多个国家和地区在近60个沉积盆地中找到了碳酸盐岩油气田，其原油产量约占世界原油总产量的65%，主要来自中东、墨西哥和加拿大等地的碳酸盐岩油藏。

中国石油工业的发展，是独辟蹊径的。以中、新生代陆相沉积生油理论为指导，经过艰苦卓绝的努力，成为世界第五产油大国，并且是世界上唯一主要靠陆相油田建立起强大石油工业的国家。21世纪在勘探开发中、新生代陆相沉积的同时，应该以海相古生界和元古界沉积为基础，创建第二油气源，为石油工业持续发展增添后劲，实现我国油气的二次创业。目前，我国绝大多数含油气盆地已进入或即将进入高勘探程度阶段，包括潜山油气藏在内的各类隐蔽性油气藏成为比20世纪更为重要的勘探开发目标。在过去的10多年间，隐蔽性油气藏研究为我们稳定东部、发展西部的石油勘探战略作出了重要贡献。以隐蔽性砂岩岩性油气藏为主的研究已形成了较为完善的理论和勘探开发配套技术，而潜山油气藏因其特殊性和复杂性，个体解剖较多、系统研究较少，其理论和勘探开发配套技术尚须进一步充实和完善。

我国石油工业的发展历程，是一个艰苦的科学技术攻关的历程，是一个不断解放思想、升华认识的过程。对于复杂、多变的潜山油气藏的认识更是如此。比较系统地著述潜山油气藏勘探开发的实践与理论、工程技术与典型实例，对深化完善潜山油气成藏理论和技术，指导潜山油气藏的勘探，提高油气开发水平，会起到积极的推动作用。

本书作者是年轻的石油工作者，他们以科学的态度，调研吸收了国内外多个盆地潜山油气藏研究的成果和勘探实例，特别是在“九五”和“十五”以来的最新研究成果的基础上，系统地总结了国内外潜山油气藏勘探开发的实例和成果。专著内容丰富，论述详尽，具有较高的理论水平和实际应用价值。

相信专著的出版，必将给人以启迪，同时也有助于广大石油科技工作者和现场工程师更好地了解和掌握多类型复杂潜山的成藏理论与勘探开发技术，加快我国的油气工业发展。

俄罗斯自然科学院和工程院院士
中国石油化工股份有限公司董事
中国石油化工集团公司原党组成员
中国石油化工股份有限公司原高级副总裁

2006年6月28日

序二

石油天然气是战略性资源。能源问题已经成为制约国家经济发展和安全的重要因素。随着近几年能源需求量的增大，国家对能源的关注程度越来越高，能源企业特别是石油企业责无旁贷地肩负起为国家的发展补充血液和能量、保卫国家安全、促进中华民族伟大复兴的历史使命。

随着我国各含油气盆地勘探程度的不断提高，特别是“九五”以来，以胜利油田为代表的东部各陆相含油气区逐渐进入以地层—岩性隐蔽油气藏为主要目标的勘探阶段，并逐步向深层、潜山油气藏勘探发展。海相油气藏是在世界油气生产中占有极其重要地位的油气藏类型，在世界各大沉积盆地的勘探中均有大的发现。据统计，世界海相储层的油气产量约占世界油气总产量的60%。中东地区石油产量约占全世界产量的2/3，其中80%的含油层是海相的。北美石油产量的1/2来自海相地层。在原苏联的生物礁油田内，石油储量约占整个海相碳酸盐岩地区储量的31%，天然气占29%。近年来，一方面在我国东部陆相断陷盆地下面发现了古潜山，另一方面在南方海相盆地和西部古克拉通盆地的碳酸盐岩油气藏勘探中也都获得很大进展。古潜山油气藏在全国各盆地的潜山油气藏勘探开发中获得了可观的储量和产量，已成为我国各油气田勘探开发的重要接替资源，越来越引起石油界的广泛关注。

海相碳酸盐岩地震勘探的主要难点表现在：(1)我国海相碳酸盐岩一般发育在下古生界，埋藏深(3000～6000m不等)，地震资料分辨率、信噪比较低；(2)潜山面变化剧烈，绕射干扰强，地震资料处理困难；(3)储层非均质性严重，储层的预测和识别难；(4)油藏聚集规律复杂，控制因素较多，应用地震资料难以全面掌握其规律性。因此，碳酸盐岩潜山油气藏形成条件及其岩性、岩相、储层特征，裂缝孔洞发育情况，以及油气藏形成的复杂性、隐蔽性、空间不均匀性和随机性，使其勘探难度相应加大，勘探配套技术受到一定的限制。

本书作者正是在分析了碳酸盐岩潜山储层缝洞发育特点的基础上，从碳酸盐岩潜山储层缝洞带的地质和物理基础出发，设计不同类型的储层缝洞分布模型，利用射线理论和波动方程理论模拟其地震响应特征，进而推导得到关于多尺度储层缝洞带地震预测的多种新技术和新方法。这些方法有的已在学术刊物上发表，并得以在多个油区推广应用，特别是在济阳坳陷的胜利油区、华北油区，以及在塔里木盆地塔河油田的储层缝洞预测中均取得良好的预测结果。该书的出版，将为完善我国地震储层预测新技术增添新内容、拓展新领域，并为国内外碳酸盐岩潜山油气藏的勘探提供技术方法的指导和借鉴，对推动我国各含油气盆地的碳酸盐岩潜山勘探发挥有效的作用。

中国科学院院士 [签名]

2006年7月

前　言

潜山(Buried hills)一词,较早见于赛德尼·鲍尔斯(Sidney Powers)的论文《潜山及其在石油地质学中的重要性》,后来,其他一些地质学家也使用了这一术语,如莱复生(Levorsen)在其《石油地质学》一书中就提到潜山,其原意是指在盆地接受沉积前就已经形成的基岩古地貌山,后来被新地层覆盖埋藏而变成了潜伏山。可见,一个潜山的构成,必须具备三个基本地质条件:一是经过侵蚀;二是相对于周围侵蚀面有一个局部隆起;三是被新沉积物所掩埋的。

目前所指的潜山比上述概念扩大了。凡是现今被不整合埋藏在年轻盖层之下,属于盆地基底的基岩凸起,都称为潜山,而不论其成因如何和形成时间的早晚。根据这个定义,按形成时期,潜山可分为两大类。一类是具有古地貌特征的"古潜山",也包括那些受构造作用控制的、具有后期生长特点的"古潜山"。另一类是在上覆盖层沉积前尚不存在或仅仅只有微弱的地貌显示,主要是在盖层沉积期间或沉积之后,由于发生了新的褶皱、断裂、火山喷发等构造变动而形成的"后成潜山"。虽然后成潜山一般失去了典型的古潜山含义,但它也是基岩凸起,其顶面形态十分相像,也是发生在盆地基底,位于盆地沉积物不整合之下,也能形成"新生古储"式的潜山油气藏。"古潜山"和"后成潜山"虽然成因不同,但有时难以严格区分,在勘探方法上,也大体相同,所以统称潜山。这样的归类主要是从找油实际需要出发的。

研究结果表明,世界碳酸盐岩储层可归纳为6种类型:(1)不整合面之下的石灰岩和白云岩,孔隙类型:内模孔隙、孔洞、受溶解增大的裂缝、角砾孔隙。成因:近地表的白云石化或溶解作用、裂缝和角砾化作用。代表性实例:美国阿纳达科盆地、威利斯顿盆地、二叠盆地。(2)潮上带到潮下带的白云岩,孔隙类型:晶间孔隙、粒间孔隙、内模孔隙、孔洞。成因:礁体出露水面在淡水透镜体之下海水与淡水的混合带形成的白云石;浓缩卤水回流交代碳酸盐沉积物而成的白云石;浓缩卤水受蒸发作用往上提升交代碳酸盐沉积物而成的白云石;碳酸盐沉积物深埋于地下而成的白云石。代表性实例:美国密执安盆地志留纪尼亚加拉礁的白云岩储层;威利斯顿盆地奥陶纪红河组的白云岩储层。(3)鲕粒、团粒浅滩,孔隙类型:粒间孔隙、内模孔隙、孔洞。成因:原生粒间孔隙或颗粒被溶解而成的内模孔隙。代表性实例:沙特阿拉伯、阿联酋上侏罗统阿拉伯组、卡塔尔上侏罗统阿拉伯组。(4)礁(包括与礁有关的储层),孔隙类型:生长骨架孔隙、受溶解作用增大的孔隙,特别是礁体出露水面受淡水淋滤而成的孔隙。成因:骨架之间的原始孔隙、礁前角砾之间的孔隙。代表性实例:美国二叠盆地的石炭—二叠纪马蹄形礁、俄罗斯乌拉尔地区礁相和台地相的碳酸盐岩。(5)泥晶灰岩、白垩内的微孔隙,孔隙类型:粒间孔隙。成因:在灰泥沉积稳定期生成的微方解石之间的孔隙,这表明原始灰泥以方解石占优势。代表性实例:阿联酋早白垩世萨马马群的北海油田,如埃科菲斯克油田。(6)泥晶灰岩内的微裂缝,孔隙类型:裂缝、微裂缝。成因:受挤压力而产生的张性裂缝。代表性实例:墨西哥白垩纪盆地塔毛利帕斯组。

碳酸盐岩储层在世界油气生产中占有极其重要的地位。据统计,世界碳酸盐岩储层的油气产量约占世界油气总产量的60%。中东地区石油产量约占全世界产量的2/3,其中80%的含油层是碳酸盐岩。北美的碳酸盐岩产量约占北美整个石油产量的1/2。在原苏联的生物礁油田内,石油储量约占整个碳酸盐岩储量的31%,天然气占29%。

由于碳酸盐岩本身的复杂性，如盆地形成时间间隔长、埋深跨度大、非均质性强、裂缝溶洞发育的影响因素比较多、老地层经历多期构造运动的改造等，从而导致碳酸盐岩储层成因机理、油气成藏机制和油气田分布的规律不易掌握。

碳酸盐岩储层受古地理环境因素的影响大，如构造运动、海平面升降和白云岩化等的后期改造作用。碳酸盐岩储层形成后，会发生剧烈的成岩作用，使碳酸盐岩的矿物组成和孔隙结构发生变化。这种变化在地震资料上有无响应，地震属性可否对储层的岩性、物性及含油性的变化进行定量预测，这些工作前人探索过很多，也涌现出多种储层预测技术，但由于碳酸盐岩储层的复杂性和大深度下地震资料品质的影响，预测精度受到不同程度的限制。

本专著是在"十五"期间由时任胜利油田有限公司副总经理兼总地质师的李丕龙教授全面负责的七大重点攻关研究项目之一——"潜山油气藏勘探综合研究"科研攻关课题研究成果的基础上总结编写而成的。该课题包括了"潜山油气藏概论"、"潜山构造与油气成藏"、"碳酸盐岩潜山储层特征与油气成藏"、"碳酸盐岩潜山储层缝洞模拟和预测"及"非碳酸盐岩潜山油气藏"五方面，较为系统地总结了碳酸盐岩潜山和非碳酸盐岩潜山的勘探理论和技术方法，希望对加快潜山油气藏的勘探起到推动作用。

本书所涉及的研究工作得到了国家自然科学基金项目40174039、40474044和国家"十五"科技攻关项目2001BA605A—09的资助。同时得到了中国石化胜利油田有限公司科技系统的大力支持和帮助。

本书第一章由刘传虎、贺振华编写；第二章由贺振华编写；第三章、第四章由贺振华、刘传虎、董臣强编写；第五章由黄德济编写；第六章、第七章由刘传虎、黄德济、王军、冯德永、马丽娟编写；第八章由刘传虎、何建军、韩宏伟编写。最后全书由刘传虎、贺振华统稿并定稿。

先后参加与本书内容有关的项目研究和图件编制的还有胡光岷教授、曹军副教授，何义中、桂志先、杜正聪、文晓涛、熊晓军博士，宁忠华、迟新刚、贺锡雷、陈学华等硕士研究生。黄皓等参加了文字打印和图件修编工作。成都理工大学"油气藏地质与开发工程国家重点实验室"和"地球探测与信息技术四川省重点实验室"对本书的出版也给予了有力支持；

承蒙俄罗斯自然科学院和工程院院士、中国石油化工股份有限公司董事、中国石油化工集团公司原党组成员、中国石油化工股份有限公司原高级副总裁牟书令先生，中国科学院院士刘光鼎先生在百忙中为本书撰写序言。本书编著得到了中国石化副总地质师蔡希源教授、油田部李阳教授、中国石化西部新区勘探指挥部李丕龙教授、胜利油田有限公司张善文教授、中国科学院地质与地球物理研究所杨长春研究员等专家学者的指导和支持，他们对全书内容提出了宝贵的修改意见。《储层地球物理》期刊常务副主编付瑾平高级工程师对初稿进行了文字加工，书中内容和图件也吸收了胜利油田及其他相关单位的研究成果，在此一并表示衷心的感谢！

潜山缝洞型油气储层的模拟、识别和预测具有很强的挑战性，许多研究尚处于探索阶段。由于笔者掌握的资料和研究、认识水平有限，书中不完善之处在所难免。诚望专家、学者批评指正。

作者

2006 年 10 月

目　录

第一篇　碳酸盐岩潜山储层缝洞带地震预测原理与技术

第二篇　碳酸盐岩潜山缝洞发育带综合预测实例

第一篇　碳酸盐岩潜山储层缝洞带地震预测原理与技术

第一章　绪　　论

随着油气勘探的不断深入，以胜利油田为代表的陆相主力含油气区逐渐进入以隐蔽油气藏为主要目标的勘探阶段，开发潜山油气藏成为油田增储上产的重要保证。

在潜山油气藏的勘探开发中，由于储集层非均质性一般都比较严重，储集层空间分布和变化规律的预测和描述是勘探开发的关键，也是其难点之所在。采用何种方法来实现对潜山储集层进行有效的描述也就成为勘探开发中的重要课题。因此急需总结、探索潜山地震描述技术，为潜山油气藏的高效勘探开发提供有力的支持。

潜山储层描述的难点：(1)地震资料品质相对较差；(2)潜山内幕储层非均质强；(3)潜山顶面速度变化大；(4)储层多数以裂缝、孔洞等为主，各向异性复杂。由于潜山地层在不同地区的发育情况及遭受风化剥蚀的程度不一样，因此不同区块不同地层的密度、孔隙度等岩石物性参数也不尽相同，其储层描述方法有本质区别。

在高角度平行排列的微裂缝介质中，地震波反射振幅随着方位角/偏移距的增加而降低。当方位角垂直于裂缝时，反射振幅随方位角与偏移距的降低率最高；而当方位角平行于裂缝时，反射振幅随方位角与偏移距的降低率最低。利用这一原理，开展全方位角的三维地震技术可以有效地预测裂缝的密度、方位和分布。

总体看，国外在潜山油气藏勘探及潜山储层研究方面，对潜山地质特征、储集层特征的描述较多，而对储层的地震预测与定量描述方面的论述较少，成熟的技术和方法也不多。国内任丘潜山油田、大港千米桥潜山和胜利埕岛油田三个地区的潜山油藏及潜山储层研究较深入，技术手段应用也较全面，基本代表了国内潜山油气藏研究的水平。

在2003年，*The Leading Edge* 第七期上发表了3D/4C Enilio: Azimuth processing and anisotropy analysis in a fractured carbonate reservoir一文，阐述了碳酸盐岩潜山缝洞处理新技术，并取得了良好的预测效果。另外，国内外潜山缝洞处理预测新技术较多，应用效果较好的有：(1)以叠前深度偏移为主的地震处理技术；(2)地震、重力联合应用；(3)古构造应力场反演技术；(4)测井约束波阻抗反演技术；(5)地震相干分析技术；(6)地震属性分析技术；(7)储层模糊评价技术等。

济阳坳陷的油气勘探实践表明，各凹陷基底岩系中的中生界砂岩、古生界石灰岩和震旦系花岗片麻岩均可形成古潜山油气藏。但由于受多期构造运动影响，古潜山断层组系复杂多样、地层风化溶蚀程度各异、裂缝尺度与形态变化万千，使其空间分布及内幕中有利于油气聚集和运移的缝洞发育带的空间分布规律性差、横向变化大。加之地震资料的分辨率不足，潜山油气藏勘探难度很大。为解决缝洞预测的难题，需要从理论基础出发综合利用物理、数值模拟，缝洞发育带地震检测原理与方法，以及地震、地质、测井、钻井、开发资料等多源信息对缝洞油气储层进行系统的研究。这些研究在目前十分必要，但具有相当大的探索性。本书的主要内容是这些探索性研究的一部分。

(1)研究的主要内容。

①古潜山储集层缝洞系统地震检测和预测的物理地质基础。主要包括：古潜山缝洞分布的多尺度性与规律性；缝洞地震检测的分辨率与检测目标；定向裂缝密度、张开度和方位角的

地震响应特性(振幅、频率、相位、吸收衰减、速度、时差等)的物理模型实验;缝洞地震检测对原始地震资料的质量要求。

②古潜山缝洞储层地震波场特征的数值模拟。主要包括:含裂隙混合介质地震波的传播理论;含缝洞地层地震波传播的正演模拟与波动方程偏移;噪声压制与缝洞信息识别。

③缝洞发育带地震检测方法。主要包括缝洞发育带的3D地震多尺度边缘检测原理与方法;时频域主参数地震缝洞检测;缝洞发育带统计学检测方法与评价。

④典型地区古潜山缝洞发育带空间分布特征研究与分析。其内容有:济阳坳陷GQ2区奥陶系潜山缝洞发育带的地震检测与缝洞分布规律;济阳坳陷CB30井区潜山储集体缝洞发育带的地震检测和预测;NH潜山储集体缝洞发育带的地震检测和预测。

⑤古潜山缝洞发育带的综合预测与评价。内容包括:地震、地质、测井、钻井、开发等多源信息的综合预测方法;多种方法(物理模型实验、数值模拟、地质解释、地震解释、测井解释等)、多种属性参数(动力学参数、运动学参数等)的综合利用与预测、评价技术流程;储层缝洞发育带和有利的油气聚集区分析与评价。

整个研究工作的基本技术思路是围绕着缝洞带地震检测的必要性、可能性和缝洞综合预测结果的可靠性分析展开的。试图回答为什么要进行缝洞地震检测,能不能利用地震信息进行缝洞检测,如何进行缝洞检测,如何消除检测结果的多解性和提高预测结果可靠性等一系列问题。为较好地回答或部分回答这些问题,我们采用了理论与实践相结合、物探和地质相结合、物理模型实验和数值模拟相结合、正演模拟与实际资料解释相结合、面上的三维地震检测与控制点上的钻井、测井、开发资料相结合、主要波场特征(或属性)和辅助特征相结合的技术路线。并在实际工作中注意新方法、新技术特别是创新性方法技术的开发与应用,力争为缝洞油气储层预测这一世界性研究难题的尽早突破做出应有的贡献。

(2)关键问题与进展。

①关于缝洞储层地震检测的可能性。

a. 根据含裂缝介质的Hudson理论,给出了裂缝(或缝洞)密度与反射系数的关系式,进而说明利用反射波的能量、振幅检测或反演裂缝密度是可能的。

b. 通过定义缝洞密度,指出利用地震波场特征检测的是缝洞密度以及与其密切相关的缝洞发育带而不是单个的缝和洞。由比较小的缝和洞组成的缝洞发育带,只要其密度足够大,有一定的空间分布范围,利用地震波场特征或属性参数差异是有可能识别的。

c. 阐述了地震波Fresnel－Wediss分辨率的概念,指出该分辨率应成为度量缝洞密度的参照单位。通过极限带宽和检波器间距大小的比较与分析,进一步说明用现有的地震检波器间距进行观测,仍有可能记录到单个裂缝宽度远小于检波器间距的地下小缝洞组成的发育带的波场信息。

d. 利用物理模型实验研究了裂缝密度、张开度、定向垂直裂缝的方位与地震纵/横波速度、振幅、频率、品质因子的相互关系,观测到在裂缝密度较大时出现的横波分裂现象。发现地震波动力学特征参数对裂缝张开度的变化较运动学参数敏感,为裂缝检测参数的选择提供了依据。

e. 进行了缝洞储层的地震波正演模拟和强横向变速的波动方程偏移成像方法研究,为缝洞储层正、反演解释提供了工具。

②关于缝洞发育带的地震检测与识别。

缝洞发育带地震检测与识别的方法很多,各有特色和局限。应用效果较好较广的主要有

以三维地震资料为基础的多尺度边缘检测、相干数据体分析和时频域地震主参数缝洞检测等方法。一些新的检测方法，如小波分形指数法、中心频率法、高阶累积量(3阶)双谱法、改进的模糊边缘检测法(IFED)、广义希尔伯特变换缝洞检测法等也有其独特的作用。这些方法均利用了地震波的动力学属性特征(振幅、频率、相位、极性、波形等)或地震数据在时间、空间域分布的突变性、差异性、非线性特征、统计特征等去反映同一目标——缝洞发育带的空间分布。这较单一地利用地震波的运动学特征(波的传播速度、走时、时差等)在解释结果的唯一性和分辨率等方面有较大的提高。

③关于济阳坳陷典型古潜山缝洞发育带的分布规律问题。

a. GQ2古潜山缝洞带的空间分布特征。

第一，GQ2古潜山裂缝带的展布具有明显的方向性，受北西向和北东向两组局部断裂控制，二者近于垂直，且北西向的裂缝要比北东向的裂缝带发育早。在纵向上，裂缝带的分布也具显著的非均质性，在潜山顶界面，主要发育北西向的裂缝带，而随深度的增加，北东向裂缝带逐渐增多，规模扩大，与北西向裂缝共存。古岩溶作用也具有选择性，以北西向的早期裂缝方向为主。总体上，北西向发育的裂缝强于北东向发育的裂缝，且以岩溶作用为主。

第二，GQ2古潜山裂缝带的平面展布宏观上受晚期构造运动的影响，呈北东向延伸；微观上受早期构造运动和古岩溶作用的影响而呈北西向展布。裂缝发育区主要集中分布在古岩溶斜坡，而岩溶高地和岩溶洼地稍差。但从总体上看，该区无论是构造裂缝，还是岩溶缝洞都较为发育，因此，从储层的角度来说，具有有利的储集空间。而该区位于广饶潜山带，紧临牛庄凹陷，牛庄凹陷及南部斜坡沙四段生油岩都具有较好的生油能力，而且以潜山不整合面作为其运移通道，由此油源也比较充足。问题的关键是盖层和埋深。结合该区目前勘探和开发的实际，我们认为处在高构造部位的草古(CG)122井裂缝发育带顶段之下，且又在较低部位的草古124井裂缝发育带底段之上的两组裂缝带交叉的岩溶斜坡是该区最有利的勘探区块。此外，古地貌时差图的形态与构造图的形态基本吻合。振幅强弱能基本反映裂缝的发育情况和含油量的多少。

b. CB古潜山裂缝发育带的空间分布特征。

CB30井区古潜山裂缝发育区主要集中在东西向造山大断裂带之间，总体上呈北东向展布，局部也有北西向展布。裂缝发育带主要特征是沿断层分布，如CB302井西南部一带夹在两条大断裂之间，裂缝发育。在平面上，裂缝分布具有不均匀性，主要分布在CB303井区块和CB302井区块，呈块呈带分布，且越往南越发育，裂缝发育程度与构造位置的高低也不完全一致。CB303东北一带，其高程比CFD30-1-1T井和CFD30-1-1B井所在片区的低，还处于断层的下降盘，但裂缝却较为发育。在纵向上，裂缝集中发育在潜山面下270m范围内，270m以下分布范围相对零星。裂缝发育程度总体上随埋藏深度增大而降低。

c. NH古潜山风化面和裂缝发育带的分布特征。

通过精细解释和参数处理，发现潜山内幕发育一条较大的古断层，其顶面由于风化剥蚀而无断层显示。此断层走向NE，倾向SE，基本斜穿整个研究区。断层性质由于钻井太少无法确定，对此给出了两种地质动态模型进行解释，对后期深入研究有一定的参考意义。据此对陈(CH)34井寒武系古残丘(或所谓的飞来峰)的形成进行了地质演化解释。此类古断层的存在对油气的成藏和破坏作用有待以后进一步研究。

通过多种参数处理分析认为，NH潜山顶部(0~60m左右)缝洞主要发育在研究区南北两侧，以北部为主。缝洞发育区主要呈南北向条带分布，且与古河流水系有密切的联系：南北向

条带正是古河流间的山脊或山梁，为风化淋滤主要集中区，因而缝洞发育。而古河流在研究区中部有汇聚迹象，因沉积物沉淀而充填缝洞，因而缝洞发育程度差。NH 潜山内幕缝洞主要发育在研究区北部，往南减弱，平面上多呈南北向条带，靠近古断层附近多呈北东向分布，顺断层发育，说明古断裂对缝洞的展布有控制作用。潜山顶面和内幕多方法检测结果的对比表明，NH 古潜山缝洞发育带在横向和纵向上的分布具有严重的不均匀性，其空间分布特征需要更细致地分析和解释。

第二章　碳酸盐岩潜山储层缝洞带地震预测的物理地质基础

潜山系指埋藏在地下的山(buried hill)。古潜山一般曾出露地表,经受过风化、剥蚀和淋滤等地质作用,再被后期的新地层所覆盖。在潜山地层中发现的油气藏称为潜山油藏。

第一节　碳酸盐岩潜山缝洞油气储层的一般地质特征

一、构造

在各地质发展阶段,老地层要经受多期地质构造运动的抬升、褶皱、断裂、推覆、挤压和拉张等变动,使得现今构造被不同期次、不同方向、不同性质构造运动所改造而变得复杂,有的已支离破碎,形态各异。且断层组系多、性质复杂。

二、地层

由于不同时期的断陷、沉积、抬升剥蚀,使不同断块内地层层系、厚度、产状各不相同,给地层的横向对比造成了很大的困难。

三、溶蚀

由于古潜山储层经历了长时间的风化剥蚀、淡水淋滤,形成了很多大小不等的溶蚀洞和高角度的缝,造成地层介质纵横向极强的不均匀性。

四、油气藏的储盖组合

长期的构造运动和风化剥蚀使古潜山顶面出露的地层岩性不同,有时盖层也不同,造成对油气的封堵程度产生差异。断层和地层岩性尖灭有可能成为侧向封堵的有利条件,但也有可能成为油气流失的通道。古潜山储层内部溶蚀缝洞不发育的致密岩体有时可成为溶蚀缝洞油藏的局部封堵条件。

五、裂缝的多尺度性

对岩层中流体的赋存和运移有意义的裂缝、孔隙、溶蚀孔洞可视为具有不同纵横比(r)的广义裂缝。纵横比指裂缝张开的宽度与其延伸的长度之比。孔隙、孔洞的r接近于1,裂纹、层理、断裂的r则远小于1。因此,r也是孔、洞、缝形状的一种简化表示。广义裂缝(或简称为裂缝)是多尺度的,小的很小(nm,μm级),大的很大(km级)。对流体赋存和运移有意义的尺度可粗分为矿物尺度、岩石尺度、地层尺度和地质尺度。

矿物尺度指穿过矿物颗粒的裂纹、各矿物颗粒之间的孔隙、颗粒胶结物之间的裂隙等。矿物级的裂缝一般很小(nm至μm级),肉眼不易分辨,但对流体的赋存、渗透、运移有意义。

岩石尺度除包含矿物级的裂缝之外，还包括穿过不同矿物之间的较长、较宽的裂纹和溶蚀孔洞（mm 至 cm），在岩石标本和钻井岩心中可用肉眼识别。

地层（或岩体）尺度含不同岩石的组合、岩石之间的结构面（层理，纹理）和穿过地层的小断裂、溶蚀洞穴等（cm 至 m 级）。

地质尺度含较大的断裂、地层之间的间断面、不整合面和大型溶洞、暗河等（m 级至 km 级）。

六、垂直或高角度裂缝的广泛性

理论和大量的实际资料证明，对油气成藏有意义的裂缝多数是垂直的或高角度的定向裂缝。图 2 -1 说明，水平应力和倾斜应力均可产生高角度裂缝。S. Crampin（2003）指出，垂直应力加泊松效应可产生矿物尺度的垂直定向裂缝。图 2 -2 为矿物尺度垂直定向缝形成的示意图，在垂直应力不断增加的情况下，水平缝逐渐闭合，垂直缝的张开度不断加大，形成矿物颗粒边缘之间的垂直定向裂缝。S. Crampin 认为，这类定向缝在上地幔到地壳的范围内都可能存在，对天然地震的孕育和油气的勘探开发均有实际意义。图 2 -3 是岩石尺度的裂缝网络。如果在此网络中的右上角取一方块，在垂直定向应力作用下，会形成岩石尺度的垂直定向裂缝，如图 2 -4 所示。上述例子说明，无论在微观尺度还是宏观尺度上，无论从水平应力还是垂直应力出发，均可形成垂直定向裂缝。因此我们下面的研究重点将集中在垂直定向裂缝系统或垂直定向裂缝发育带的识别和预测方面。

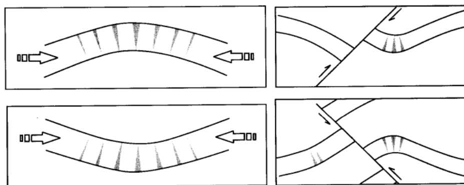


图 2 -1　地应力（箭头方向）产生的高角度裂缝

视裂缝张开度和延伸范围大小可能是地层尺度以上的裂缝

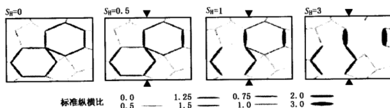


图 2 -2　矿物尺度的垂直定向裂缝（S. Crampin 的定向应力流体饱和顺服粒缘裂缝）模型

应力 S_H =0 时，矿物颗粒边缘的裂纹呈自然分布；S_H =0.5 时，颗粒间的水平裂纹和小角度裂纹开始闭合，大角度裂纹开裂程度加大；S_H =1 时，水平裂纹进一步闭合，垂直裂纹进一步开裂，到达临界稳定状态，并形成定向（垂直方向）顺服粒缘临界裂缝系统；应力 S_H =3 时，超过临界状态，岩石将沿垂向破裂

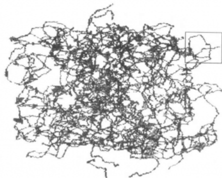


图2-3　用现代技术测量的岩中的孔隙流体连通网络

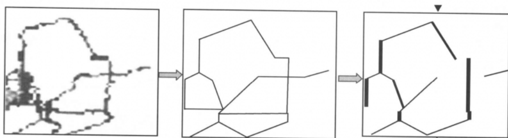


图2-4　垂直应力作用下形成的岩石尺度垂直定向裂缝示意图
此图取自图2-3右上部方框，其形成机理与矿物尺度裂缝相似，但裂缝穿过多矿物岩石

第二节　碳酸盐岩缝洞带地震检测的分辨率探讨

与碎屑岩相比，碳酸盐岩的地震特征明显不同。这些差异多数情况下增加了地震勘探的难度，并对地震勘探的分辨率提出了新的挑战：(1)岩石致密、孔隙度/渗透率低、介质密度大、刚性强、地震波传播速度高(其中无水石膏的速度更高)。高速度使地震剖面的纵向和横向分辨率都比碎屑岩中的低。(2)波阻抗差大、反射系数大、地震透射波能量向下传播困难。当碳酸盐岩与上部低速介质(碎屑岩，含水层等)接触时，因波阻抗差异大，反射、散射与折射强烈，影响地震波能量的向下传播，使深层反射能量弱。而碳酸盐岩内部界面因阻抗差异小，其反射则更弱，使揭示碳酸盐岩“内幕”变得十分困难。(3)裂缝、喀斯特发育，这为油气储层的形成提供了良好的条件，但是对地震波而言，散射波发育、地震记录的信噪比(*S/N*)低。(4)碳酸盐岩的礁体、丘状体、透镜体，溶洞、暗河和落水洞的形成，会造成强烈的横向不均匀性，其中的缝洞系统还可形成较强的各向异性，为常规地震勘探的速度分析，静校正、水平叠加和偏移处理带来很大困难。(5)当碳酸盐岩直接与海水接触时，海底反射系数可高达0.6，形成强烈的海水交混回响(多次波)，有可能掩盖下部所有的反射。(6)碳酸盐岩直接出露地表时，地形复杂，激发能量下传困难，对地震资料的采集提出了更多、更高的要求。为解决这些问题，我们采用了显著性识别、多尺度检测和综合预测分析等思路和方法。

一、多尺度缝洞的地震显著性识别原理

我们的基本想法是将单个缝和洞的地震直接识别与检测转化为对缝洞发育带的识别，并通过定义缝洞密度来实现。设缝洞密度 ε 为

$$\varepsilon = \frac{V_F}{V_T} \tag{2-1}$$

式中，V_T为致密均匀岩层的体积或单位体积；V_F为单位体积内缝洞所占的体积。

从缝洞密度出发，可导出缝洞密度 ε 与反射系数 R 之间的定量关系。引入 Hudson 理论可求出含缝洞混合介质中地震波速度 C 与介质参数和波的入射参数之间的定量关系

$$C = f(\phi, \theta, C_{po}, C_{so}, \rho_0, \varepsilon, C_{pf}, C_{sf}, \rho_f) \tag{2-2}$$

式中，ϕ 为地震波偏振方向与裂缝主方位的夹角；θ 为地震波至反射界面的入射角；C_{po}，C_{so}，ρ_0 代表围岩中纵、横波速度和密度；C_{pf}，C_{sf}，ρ_f 为包体或缝洞充填物的纵、横波速度和密度；ε 为缝洞密度；C 可为纵波速度，也可以是横波速度，取决于函数 f 的形式，但参数是一样的，我们这里主要利用的是纵波。

设地下有一含缝洞岩层的反射界面如图 2-5 所示，则可按反射界面上下岩层的速度和密度求反射系数 R，即

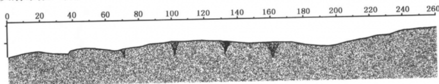


图 2-5　含缝洞混合介质中的一个反射界面模型

$$R = (C_m\rho_m - C_1\rho_1)/(C_m\rho_m + C_1\rho_1) \tag{2-3}$$

式中，C_1，ρ_1 为上覆岩层的速度和密度；C_m 用(2-2)式计算，ρ_m 为

$$\rho_m = (1-\varepsilon)\rho_0 + \varepsilon\rho_f \tag{2-4}$$

选固定的 θ 和 ϕ，则 C 和 R 均为可求，于是得到了 R 与 ε 的定量关系。这些关系式有一定的近似性，例如(2-3)式是在地震射线垂直入射到界面时($\theta=0$)才成立的，但当 θ 不大时，按(2-3)式求得的反射系数仍有很高的精度。由于反射系数与地震反射波的能量、振幅和速度、密度有直接关系。因此利用地震反射波的运动学和动力学特征反演缝洞密度是有可靠的数学物理基础的。

由于缝洞密度是一个无量纲的参数，它不反映具体缝洞的几何形态和位置，因此我们称对缝洞密度的识别和检测为缝洞的显著性识别。这种显著性识别并未给我们增添困难，反而带来好处：避免了对不同尺度的缝、洞是否都能由地震资料直接分辨的讨论，且缝洞密度对致密岩层储集性能的评价较缝洞本身更加有利。

但实际上缝洞密度仍与地震勘探的分辨率有关，因为公式(2-1)可叙述为“单位体积内的缝洞空间”。严格地说，裂缝密度应定义成“无限小的单位体积内的缝洞空间”。这涉及许多基础性的理论问题。为简单、实用，我们将“无限小的单位”改为“有一定大小的单位”并将体密度用线密度代替，则缝洞密度可表述为一定距离内缝洞总长度与该距离的比。对地震勘探而言，距离应当等于地震波的第一菲涅尔(Fresnel)带宽。就是说，地震勘探能够分辨的缝洞密度不是无限小长度内的裂缝密度，而是第一菲涅尔带内的裂缝密度。只要第一菲涅尔带

宽足够小，则地震方法对缝洞发育带的识别就有足够的精细度。不难证明第一菲涅尔带宽 L_f 为

$$\left(\frac{1}{2}L_f\right)^2 = \left(\frac{\lambda}{4}\right)^2 + h\frac{\lambda}{2} \tag{2-5}$$

式中，λ 为地震波的主波长；h 为地震波自地面入射到界面的垂直距离。而 $\lambda = V/F$（V 为波速，F 为地震波主频），可见 L_f 与 h、V 成正比，与 F 成反比，为减小 L_f，必须减小 h，加大 F。为使 L_f 尽可能小，应对地震资料进行偏移归位处理，将波场从地面延拓到反射界面，这时 h 变为 0，于是(2 -5)式变为

$$L_f = \frac{\lambda}{2} = \frac{V}{2F} \tag{2-6}$$

设 $V=6000\text{m/s}$，$F=30\text{Hz}$，则 $L_f=100\text{m}$。这就是说在上述条件下，地震方法识别的缝洞密度是 100m 宽度内的缝洞总量，显然，缝洞量越大，所表现出来的异常越显著，越容易识别。(2 -6)式所反映的第一菲涅尔带宽，我们称其为第一菲涅尔极限带宽，是在 $h\rightarrow 0$ 时得到的。极限带宽随地震波速度和主频变化，也是多尺度的。

二、利用地震复合波进行多尺度缝洞检测

多尺度缝洞检测既是针对缝洞的大小，也是针对第一菲涅尔极限带宽的多尺度性提出的。间隔小于 $\lambda/4$ 的各个地震波的波至是难以用地震波的运动学特征（走时、速度、时差等）加以识别的，因为小于 $\lambda/4$ 间隔的地震波将彼此叠加形成复合波，只能利用复合波研究裂缝发育带的特征和分布。而通过复合波识别和预测裂缝发育带，应主要利用复合波的动力学特征——振幅、振幅衰减、频率、相位、波形、极性等。利用复合波的动力学特征或动力学属性参数识别和预测裂缝系统仍然存在多解性问题（例如裂缝带的空间变化与岩性的变化较难区分），应通过多种方法、多元信息的综合与分析逐一解决。

复合波是裂缝（含孔和洞）微观特性通过地震宏观观测得到的综合效应。图 2 -6 示意性说明在 Rayleigh 和 Wediss 极限分辨率（$\lambda/4$）的限定下，在以 A 点为圆心，以 r 为半径的半圆介质内各个小层面的反射 W_{01}，W_{12} 和 W_{21} 相互叠加形成了复合波 W_C。一般情况下，利用 W_C 恢复 W_{01}，W_{12}，W_{21} 是很困难的，但若能有效利用各种先验知识和正演模拟等方法综合分析，也是有可能进行恢复的。复合波的利用还有一个附带的好处，那就是不必过多地考虑地震检波器的间距 ΔX 的大小问题。即使裂缝宽度 d 远小于 ΔX，只要它处于图 2 -6 的半圆之内，都可能反

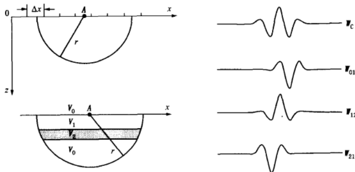


图 2 -6　$\lambda/4$ 分辨率范围内地质异常的地震复合波(W_C)

映在 A 点处的地震复合波之内，半圆（或半球）半径 r 在现有地震波主频和速度范围内通常为数十米至百米。ΔX 不大于 r 的要求是容易满足的。

地震缝洞检测所用的窗口如能和极限带宽相匹配，则效果最好。关于多尺度检测的具体方法将在后面的章节中加以介绍。

三、裂缝发育带的综合预测

裂缝发育带和地层、岩性、构造变化等造成的地震异常经常难以识别和区分，多解性强，这需要利用地质、测井、钻井等资料与地震资料综合解释，以提高裂缝发育带预测的可靠性。

第三节　地震缝洞检测对原始资料的要求

地震缝洞检测对原始资料有比较严格的要求，应从有效性、经济性和实用性等多方面考虑。

(1)要以三维地震资料为基础。三维资料有利于研究缝洞发育带的横向变化，便于显示空间分布规律。

(2)考虑到难以获得较大面积的多波资料，目前采用以三维纵波资料为主适当辅以转换波资料进行缝洞检测是比较合适的。

(3)为减少第一菲涅尔带宽，利用偏移之后的地震资料进行缝洞检测可提高地震检测结果的横向分辨率。

(4)为提高检测结果的纵向和横向分辨率（整体分辨率），提高地震同相轴的主频是十分必要的。就目前深层古潜山顶界面的反射波而言，主频应达到30Hz以上。

(5)地震缝洞检测使用了地震波的多种属性，如能量、振幅、频率、相位、吸收衰减等，为保证检测结果的可靠性，对地震资料进行保真或保幅处理十分关键。

(6)由于缝洞信息和随机噪声难以分离，应使用和发展专门的“保信（号）压噪（音）”处理技术。

(7)考虑到反射波菲涅尔带宽的影响，检波器间距在15～20m较合适，过大会影响信息的检测，过小会加大勘探成本。

第四节　裂缝储层物理模型实验与分析

进行裂缝储层物理模型实验的目的在于了解地震波对定向裂缝三要素——裂缝密度、张开度和方位（走向）的响应特征。通过响应特征的分析，建立缝洞带地震检测、预测的方法理论基础。

这里所述的物理模型实验是在成都理工大学油气藏地质与开发工程国家重点实验室岩石物性参数测试系统（MTS）的超声波测试子系统上进行的。

模型由不同材料（环氧树脂、铅、铜片等）、不同厚度的薄片叠置而成，见图2－7和图2－8。超声波的频率为1MHz和0.5MHz两种，传感器可发射、接收纵波（P）和两个偏振方向相互垂直的横波（S_1和S_2）。为了观测裂缝密度和方位的改变引起的地震波特征响应，必须首先保证超声波探头方向固定不变，即让超声波平行于垂直轴（Z轴）或裂缝面（即薄片面）方向传

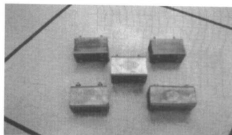


图 2-7　定向裂缝模型实物图

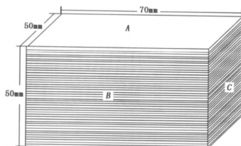


图 2-8　定向裂缝模型示意图

播。对横波而言，规定沿 X 轴方向偏振的波为 S1 波，沿 Y 轴方向偏振的波为 S2 波。定向裂缝模型的初始状态规定为裂缝走向与 Y 轴平行时为 0°，然后以 10°角度增量旋转模型，观测并记录透过模型的超声波。实验分别测试和记录了模型在干燥和饱和水条件下的超声波记录。为了观测裂缝张开度变化对地震波响应的影响，通常沿垂直裂缝面方向，在 MTS 系统上对物理模型施加不同的压力，在受压情况下，模型薄片之间的微裂缝开始闭合，且随压力的不同，闭合程度亦不同，压力愈大，闭合程度愈高。根据模型厚度的减小量，可求出裂缝缝宽即张开度的变化量，减小量大，张开度小，则闭合程度高。每改变一次压力，从 MTS 记录系统测量一次模型厚度的缩小量，并观测和记录通过模型的纵横波，得到不同张开度下的超声波记录。

图 2-9～图 2-11 是分别用裂缝密度(薄片数/波长)为 100,30 和 10 测得的超声波走时图：横坐标为横波偏振方向与裂缝方位的夹角(变化范围 0～180°)，纵轴为波的走时(μs 为单位)。在图 2-9 和 2-10 中因裂缝密度比较大，可清楚看到横波分裂现象(出现快、慢波)，而图 2-11 因裂缝密度小，未见横波分裂。这说明利用横波分裂的时差可判断裂缝密度的大小。

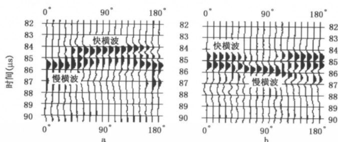


图 2-9　裂缝密度为 100 片/波长时超声波观测测量到的 S_1 波(a)、S_2 波(b)记录

横坐标为 S 波偏振方向与裂缝方位的夹角(°)；纵坐标为超声波透过的时间(μs)

从图 2-9 和图 2-10 还可看到超声波的偏振方向与裂缝方位的夹角对超声波走时和速度的影响：走时或速度基本不随夹角变化。当横波偏振方向与裂缝面平行时(0°或 180°)只出现快横波；当横波偏振方向与裂缝面垂直时(90°)只出现慢横波；对于其他角度，则同时存在快横波和慢横波，且快横波和慢横波的走时和速度保持恒定不变。

图 2-12～图 2-19 是裂缝张开度的变化与纵横波速度、振幅、频率、品质因子的相关曲线。可见随着裂缝张开度变小，横波速度、振幅明显增大，张开度的变化与纵横波速度变化呈线性关系，与振幅的变化呈指数关系，与纵波的品质因子呈非线性关系，与纵波主频呈线性关系。特别值得指出的是，波的动力学属性参数(振幅、频率、吸收衰减或品质因子等)对裂缝张

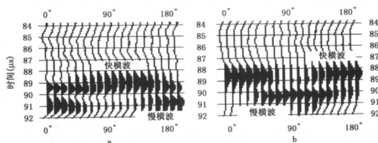


图 2-10　裂缝密度为 30 片/波长时超声波观测测量到的 S_1 波(a)、S_2 波(b)记录

横坐标为 S 波偏振方向与裂缝方位的夹角(°);纵坐标为超声波透过的时间(μs)

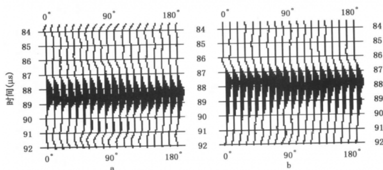


图 2-11　裂缝密度为 10 片/波长时超声波观测测量到的 S_1 波(a)、S_2 波(b)记录

横坐标为 S 波偏振方向与裂缝方位的夹角(°);纵坐标为超声波透过的时间(μs)

开度的变化响应远较波的运动学属性参数(传播速度、走时等)的响应灵敏。这是应用波的动力学参数检测裂缝系统的重要依据。

由于裂缝张开度与裂缝密度有密切关系,而且裂缝张开度对纵、横波都有直接的影响,这对我们利用地震波检测、预测缝洞发育带有重要的指导作用。

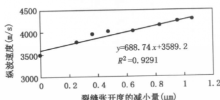


图 2-12　裂缝张开度的变化与纵波速度的关系

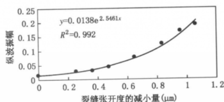


图 2-13　裂缝张开度的变化与纵波振幅的关系

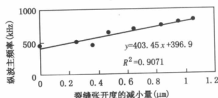


图 2-14　裂缝张开度的变化与纵波主频的关系

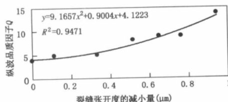


图 2-15　裂缝张开度的变化与纵波品质因子(Q)的关系

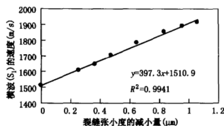


图2-16 裂缝张开度与横波(S_1)速度的关系

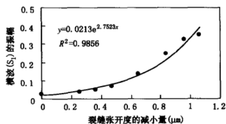


图2-17 裂缝张开度与横波(S_1)振幅的关系

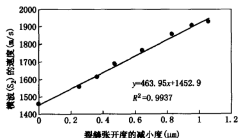


图2-18 裂缝张开度与横波(S_2)速度的关系

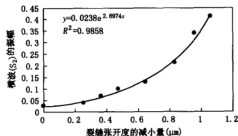


图2-19 裂缝张开度与横波(S_2)振幅的关系

第三章　碳酸盐岩潜山缝洞储层地震波正演模拟

第一节　含裂隙介质地震波传播理论

一、裂隙参数对地震波速度和衰减系数的影响

对油气聚集和运移最有意义的裂缝(隙)系统是垂直定向排列的裂缝,具有水平方向对称轴。含此类裂缝的介质称为 EDA 介质。研究和认识裂缝密度、裂缝走向、裂缝形态(纵横比)等参数对波传播特性(速度、走时、吸收衰减等)的影响是缝洞储层地震正演模拟的基本任务,也是利用其地震响应特征反演缝洞参数的理论基础。

EDA 介质代表了一种典型的裂缝介质模型,具有明显的方位各向异性:当入射横波的偏振方向平行或垂直于裂缝面传播时,波的偏振方向在传播过程中不发生变化;当横波的偏振方向与裂缝面存在夹角时,入射波将分裂为两个相互独立传播的波。偏振方向与裂缝方向平行传播的,速度快,称为快横波;偏振方向与裂缝面垂直的,传播速度慢,称为慢横波。它们又称为准横波 QS1 和 QS2。

在 EDA 介质中可以同时存在 3 组完全分离的波:准纵波 QP 和两个准横波 QS1、QS2。等效介质的波速要受到波的传播方向、裂缝密度 ε、围岩性质、裂缝性质、裂缝充填物性质等因素的影响。它的一般函数形式如下

$$V_i = V_i(\theta,\varphi,\varepsilon,\alpha,\beta,\rho,U_{11},U_{33}) \tag{3-1}$$

式中,$i=1,2,3$,分别表示准纵波 QP 和两个准横波 QS1、QS2;θ 为波的传播方向与垂轴的夹角;φ 为地震测线与裂缝走向的夹角,即波以($\sin\theta\cos\varphi,\sin\theta\sin\varphi,\cos\theta$)方向传播;$\alpha,\beta$ 分别为各向同性围体介质的纵波速度和横波速度;ρ 为围体介质的密度;ε 为裂缝密度;U_{11},U_{33}是与裂缝密度、围体和包体的弹性性质有关的参数。

准纵波 QP 和两个准横波 QS1 和 QS2 的衰减系数 γ,除了受到传播方向、裂缝密度 ε、围岩性质、裂缝性质等因素的影响外,还要受到波的频率 ω 和裂缝纵横比 a 的影响,同样可以用一般函数形式表示为

$$\gamma_i = \gamma_i(\theta,\varepsilon,\alpha,\beta,\rho,\omega,a,U_{11},U_{33}) \tag{3-2}$$

除频率 ω 外,其他参数与速度关系式(3-1)中的参数一样。

3 组波在 EDA 中的速度和衰减系数的具体表达式见本节附录,为了获取它们的传播规律,我们分别把裂缝密度 ε、波的传播方向、裂缝纵横比 a 作为变量,对速度和衰减系数进行数值模拟,然后进行分析和讨论。

(一)裂缝密度对地震波速度和衰减的影响

取 EDA 介质模型,设各向同性围体中纵波和横波速度分别为 $\alpha=5.6$ km/s,$\beta=3.2$ km/s,围体介质的密度为 2.8 g/cm^3,波的传播方向与垂向的夹角 $\theta=30°$,测线与裂缝走向的夹角 $\varphi=45°$,裂缝纵横比 r 为 0.01,裂缝内分别含气体和流体,流体的声速为 1.5km/s、密度为 1.0

g/cm³、粘度系数为 0.01 泊,裂缝密度 ε 的取值 0.0~0.3。

根据上述地质模型和有关公式,可得到 EDA 介质中 QP 波、QS1 波、QS2 波的速度、衰减系数与裂缝密度的关系图(图 3-1)。

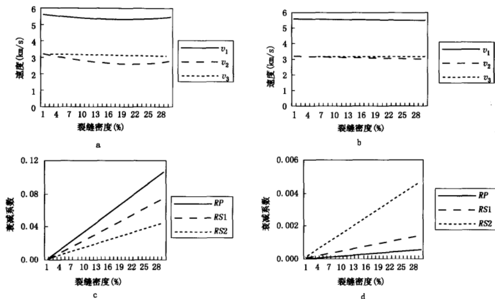


图 3-1 裂缝密度对地震波速度和衰减系数的影响

a—干裂缝中速度与裂缝密度的关系;b—流体饱和裂缝中速度与裂缝密度的关系;c—干裂缝中衰减系数与裂缝密度的关系;d—流体饱和裂缝中衰减系数与裂缝密度的关系。图中 v_1,v_2,v_3 和 RP、RS1、RS2 分别为准纵波、快横波、慢横波的波速和衰减系数

从图 3-1 可以得出以下结论:

(1)当裂缝密度等于零时,介质变为各向同性的,此时只有一个横波;随着裂缝密度的增大,将发生横波分裂,出现两组横波(一组快横波,一组慢横波)。快横波衰减缓慢,慢横波衰减相对较快。

(2)随着裂缝密度的增大,波速逐渐降低,但 QP 波和 QS2 波速度在裂缝密度达到一定程度(ε=0.2)时有缓慢上升的现象[这不符合现实情况,说明计算公式不适合较大的裂缝密度(如 ε>0.2)]。裂缝密度对 QS1 波的速度影响较小,对 QP 波和 QS2 波速度有一定的影响。

(3)干裂缝中 QP 波的衰减系数最大,QS2 波最小,而流体饱和裂缝中 QS2 波的衰减系数最大,QP 波的最小。它们的衰减系数受裂缝密度的影响较大,与裂缝密度呈线性关系。

(4)干裂缝中的波速较流体饱和裂缝中的波速更受裂缝密度的影响,衰减系数比流体饱和裂缝中的衰减系数大得多;干裂缝较流体饱和裂缝更容易发生横波分裂,这为区分干裂缝与流体饱和裂缝提供了理论依据。

(二)裂缝方位(走向)与测线夹角对地震波速度和衰减系数的影响

取 EDA 介质模型,设各向同性介质中纵波和横波速度分别为 α=5.6km/s,β=3.2km/s,围体介质的密度为 2.8g/cm³,取裂缝密度 ε=0.1,裂缝走向与测线的夹角 φ=45°,裂缝纵横比 r 为 0.01。分别对干裂缝和流体饱和裂缝进行计算,流体的参数与前面的相同。另外,图 3-3 还计算了 φ=0°和 φ=90°的情况。

由上述模型和有关公式可得到 EDA 介质中 QP 波、QS1 波和 QS2 波的相速度、衰减因子随裂缝方位的变化关系图（如图 3 -2、图 3 -3 所示）。

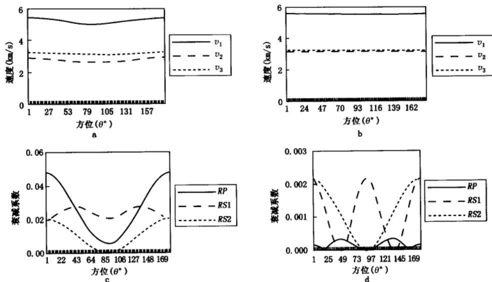


图 3 -2　裂缝方位对地震波速度和衰减系数的影响

a—干裂缝中波的速度与方位 θ 的关系；b—流体饱和裂缝中速度与方位 θ 的关系；c—干裂缝中波的衰减系数与方位 θ 的关系；d—流体饱和裂缝中衰减系数与方位 θ 的关系。图中的参数同图 3 -1

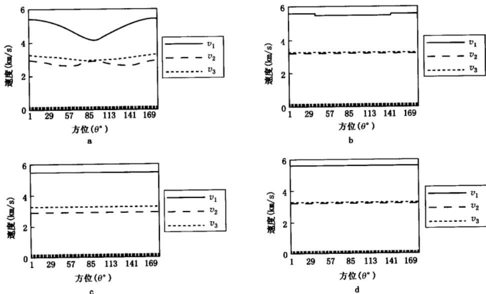


图 3 -3　不同夹角 φ 下裂缝方位对地震波速度和衰减系数的影响

a—干裂缝中速度与方位 θ 的关系（$\varphi=0°$）；b—流体饱和裂缝中速度与方位 θ 的关系（$\varphi=0°$）；c—干裂缝中速度与方位 θ 的关系（$\varphi=90°$）；d—流体饱和裂缝中速度与方位 θ 的关系（$\varphi=90°$）

从图 3－2 和图 3－3 可以看到如下情况：

（1）在 $\varphi=45°$ 条件下，干裂缝中两个准横波的波速随方位变化而变化，但变化不是太大；在 EDA 介质中，QP 波、QS1 波和 QS2 波的衰减系数具有明显的方向性，衰减系数随方位而发生周期变化，而且变化较大，可以预计干裂缝中两个准横波会交替出现。在流体饱和裂缝中，两个准横波的波速几乎相等，而且随方位变化不大，这说明干裂缝比流体饱和裂缝更容易发生横波分裂；但它们的衰减系数受方位变化的影响较大。干裂缝中 3 组波的衰减系数明显大于流体饱和裂缝介质中的衰减系数。

（2）在 $\varphi=0°$ 情况下，干裂缝中波速随方位的变化较大，流体饱和裂缝中速度变化较小，QS1 和 QS2 波的波速几乎相等；在 $\varphi=90°$ 的下，波速随方位变化最小甚至不变，但干裂缝中横波依然分裂成 QS1 和 QS2 波。从 φ 的 3 种情况分析可知，干裂缝中 3 组波的波速随测线与裂缝走向的夹角变化而变化，随着 φ 的增大，波速随方位的变化越来越不明显；然而流体饱和裂缝中，3 组波的波速随测线与裂缝走向的夹角和方位的变化都不大。

（三）裂缝纵横比对地震波速度和衰减系数的影响

取 EDA 介质模型，设各向同性围体中纵波和横波速度分别为 $\alpha=5.6\text{km/s}$，$\beta=3.2\text{km/s}$，围体介质的密度为 2.8g/cm^3，波的传播方向与垂轴的夹角 $\theta=30°$，传播方向的水平投影与 x 轴的夹角 $\varphi=45°$。裂缝纵横比各为 $r=0.1$，$r=0.01$，$r=0.001$ 时，分别对干裂缝和流体饱和裂缝进行了计算，流体的参数与前面的相同。由上述模型和有关公式可以得到 EDA 介质中 QP 波、QS1 波和 QS2 波的相速度和衰减系数在不同裂缝纵横比下随裂缝密度的变化关系图（图 3－4，图 3－5）。

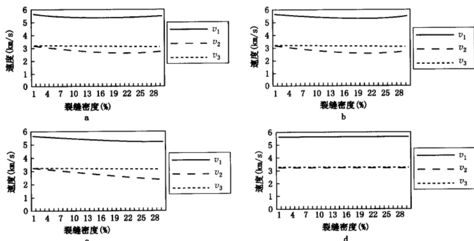


图 3－4　裂缝纵横比对波速的影响

a—干裂缝中速度与裂缝密度的关系（纵横比 $r=0.1$）；b—干裂缝中速度与裂缝密度的关系（纵横比 $r=0.001$）；c—流体饱和裂缝中速度与裂缝密度的关系（纵横比 $r=0.1$）；d—流体饱和裂缝中速度与裂缝密度的关系（纵横比 $r=0.001$）

我们已经在图 3－1 中计算了 $r=0.01$ 的情况，通过分析图 3－1、图 3－4 和图 3－5 可以得出以下结论：

（1）干裂缝中，裂缝纵横比对速度的影响不大，速度与裂缝纵横比几乎无关；流体饱和裂缝中，速度对裂缝纵横比 γ 比较敏感，速度不仅与裂缝密度有关，还与裂缝纵横比有关，纵横比

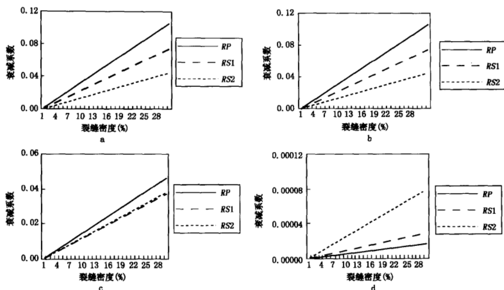


图 3-5 裂缝纵横比对衰减系数的影响

a—干裂缝中衰减系数与裂缝密度的关系(纵横比 $r=0.1$);b—干裂缝中衰减系数与裂缝密度的关系(纵横比 $r=0.001$);c—流体饱和裂缝中衰减系数与裂缝密度的关系(纵横比 $r=0.1$);d—流体饱和裂缝中衰减系数与裂缝密度的关系(纵横比 $r=0.001$)

越大,纵波速度变化就越大,越容易发生横波分裂。当纵横比很小时速度几乎不受裂缝密度影响,也没有发生横波分裂。

(2)干裂缝中,衰减系数也与裂缝纵横比关系不大,甚至无关;流体饱和裂缝中,衰减系数受裂缝纵横比的影响较大,其他参数一定,纵横比越小,衰减系数就越小。

(3)不论是波速还是衰减系数,裂缝纵横比对流体饱和裂缝比对干裂缝的影响都要大。

二、品质因子 Q 与裂缝密度的关系

知道了衰减系数的变化规律,我们可以通过公式 $Q=\frac{\omega}{2vr}$(其中 ω 为频率,v 为波速,r 为衰减系数)来求得准纵波 QP 和两个准横波 QS1、QS2 的品质因子。在裂缝密度很小的情况下,由于波速 v 受到裂缝密度的影响远小于衰减系数 α 受到的影响,因此,在频率 ω 一定的情况下,品质因子主要受衰减系数的影响,由于衰减系数与裂缝密度的大小成正比,因此,3 组波的品质因子与裂缝密度成反比关系。值得注意的是,通常人们将 Q 值用来表示物质、材料的固有性质时,Q 值与频率是无关的,但将 Q 值用来表示波传播过程的吸收、衰减等性质时,则 Q 值与频率 ω 是相关的。我们不妨将前者称为静态 Q 值,将后者称为动态 Q 值。

上述计算所用的主要公式见本节的附录。

三、附录(EDA 介质中的速度和衰减系数公式)

根据 Hudson 裂缝模型,可得到 EDA 介质中准纵波 QP 和两个准横波 QS1、QS2 波的传播速度、衰减系数与裂缝参数的关系式。

$$V_1^2 = \frac{1}{2}[a\sin^2\theta\cos^2\varphi + b\sin^2\theta\sin^2\theta + b\cos^2\theta] +$$
$$\frac{1}{2}\{[c\sin^2\theta\cos^2\varphi - d\sin^2\theta\sin^2\varphi - d\cos^2\theta]^2 + 4e^2\sin^2\theta\cos^2\varphi(\sin^2\theta\sin^2\varphi + \cos^2\theta)\}^{\frac{1}{2}} \tag{3-3}$$

$$V_2^2 = \frac{1}{2}[a\sin^2\theta\cos^2\varphi + b\sin^2\theta\sin^2\theta + b\cos^2\theta] -$$
$$\frac{1}{2}\{[c\sin^2\theta\cos^2\theta - d\sin^2\theta\sin^2\varphi - d\cos^2\theta]^2 + 4e^2\sin^2\theta\cos^2\varphi(\sin^2\theta\sin^2\varphi + \cos^2\theta)\}^{\frac{1}{2}} \tag{3-4}$$

$$V_3^2 = g\sin^2\theta\cos^2\varphi + h(\sin^2\theta\sin^2\varphi + \cos^2\theta) \tag{3-5}$$

$$a = \beta^2\left\{\gamma + 1 - \varepsilon(\gamma^2U_{11} + U_{33}) + \frac{\varepsilon^2}{15}\left[q\gamma U_{11}^2 + \left(3 + \frac{2}{\gamma}\right)U_{33}^2\right]\right\}$$
$$b = \beta^2\left\{\gamma + 1 - \varepsilon[(\gamma-2)^2U_{11} + U_{33}] + \frac{\varepsilon^2}{15}\left[\frac{(\gamma-2)^2}{\gamma}qU_{11}^2 + \left(3 + \frac{2}{\gamma}\right)U_{33}^2\right]\right\}$$
$$c = \beta^2\left\{\gamma - 1 - \varepsilon(\gamma^2U_{11} - U_{33}) + \frac{\varepsilon^2}{15}\left[q\gamma U_{11}^2 - \left(3 + \frac{2}{\gamma}\right)U_{33}^2\right]\right\}$$
$$d = \beta^2\left\{\gamma - 1 - \varepsilon[(\gamma-2)^2U_{11} - U_{33}] + \frac{\varepsilon^2}{15}\left[\frac{(\gamma-2)^2}{\gamma}qU_{11}^2 - \left(3 + \frac{2}{\gamma}\right)U_{33}^2\right]\right\}$$
$$e = \beta^2\left\{\gamma - 1 - \varepsilon[(\gamma-2)^2U_{11} + U_{33}] + \frac{\varepsilon^2}{15}\left[\frac{(\gamma-2)^2}{\gamma}qU_{11}^2 + \left(3 + \frac{2}{\gamma}\right)U_{33}^2\right]\right\}$$
$$g = \beta^2\left[1 - \varepsilon U_{33} + \frac{\varepsilon^2}{15}\left(3 + \frac{2}{\gamma}\right)U_{33}^2\right], q = 15\left(\frac{\lambda}{\mu}\right)^2 + 28\frac{\lambda}{\mu} + 28$$
$$h = \beta^2, \alpha^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho}, \beta^2 = \frac{\mu}{\rho}, \gamma = \frac{\alpha^2}{\beta^2} \tag{3-6}$$

式中，V_1, V_2, V_3 分别为 QP，QS1，QS2 波的传播速度；θ 为波的传播方向与垂轴的夹角；φ 为测线与定向裂缝走向的夹角，即波以（$\sin\theta\cos\varphi, \sin\theta\sin\varphi, \cos\theta$）方向传播；$\alpha, \beta$ 分别为各向同性围体介质的纵波速度和横波速度；λ 和 μ 为拉梅系数；ε 为裂缝密度；U_{11}, U_{33} 是由裂缝密度、围体和包体的弹性性质决定的，Hudson 已经给出了 U_{11}, U_{33} 的具体表达式。

对含非粘性流体的裂缝而言

$$U_{11} = \frac{16}{3}\left(\frac{\lambda + 2\mu}{3\lambda + 4\mu}\right), U_{33} = 0$$

对干裂缝有

$$U_{11} = \frac{16}{3}\left(\frac{\lambda + 2\mu}{3\lambda + 4\mu}\right), U_{33} = \frac{4}{3}\left(\frac{\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu}\right)$$

对含弱性充填物质（其弹性性质弱于围岩）的裂缝

$$U_{11} = \frac{16}{3}\left(\frac{\lambda + 2\mu}{3\lambda + 4\mu}\right)\frac{1}{(1+M)}, U_{33} = \frac{4}{3}\left(\frac{\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu}\right)\frac{1}{(1+K)}$$
$$M = \frac{4}{\pi}\frac{\mu'}{r\mu}\frac{\lambda + 2\mu}{3\lambda + 4\mu}, K = \frac{1}{\pi}\frac{\lambda' + 2\mu'}{r\mu}\frac{\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu} \tag{3-7}$$

式中，r 为裂缝纵横比。

对于体积弹性模量相对较小的非粘滞性流体，公式可以通过让 $\mu' = 0.0$ 得到。对粘滞性

流体可采用$\mu' = i\omega\eta$，其中η为粘滞系数，这里所采用的流体为粘滞流体。

以上给出了3组波的波速公式，它们各自的衰减系数公式如下

$$\gamma_p = \frac{\omega}{\beta}\varepsilon\left(\frac{da}{\alpha}\right)^3\frac{1}{30\pi}\left[\left(\frac{3}{2}+\frac{\beta^5}{\alpha^5}\right)U_{11}^2\sin^2 2\theta + \left(2+\frac{15}{4}\frac{\beta}{\alpha}-10\frac{\beta^3}{\alpha^3}+8\frac{\beta^5}{\alpha^5}\right)U_{33}^2\left(\frac{\alpha^2}{\beta^2}-2\sin^2\theta\right)^2\right]$$

$$\gamma_{s1} = \frac{\omega}{\beta}\varepsilon\left(\frac{da}{\beta}\right)^3\frac{1}{30\pi}\left[\left(\frac{3}{2}+\frac{\beta^5}{\alpha^5}\right)U_{11}^2\cos^2 2\theta + \left(2+\frac{15}{4}\frac{\beta}{\alpha}-10\frac{\beta^3}{\alpha^3}+8\frac{\beta^5}{\alpha^5}\right)U_{33}^2\sin^2 2\theta\right]$$

$$\gamma_{s2} = \frac{\omega}{\beta}\varepsilon\left(\frac{da}{\beta}\right)^3\frac{1}{30\pi}\left(\frac{3}{2}+\frac{\beta^5}{\alpha^5}\right)U_{11}^2\cos^2\theta \tag{3-8}$$

式中，γ_p、γ_{s1}、γ_{s2}分别为QP、QS1、QS2波的衰减系数；α、β分别为围岩的纵波和横波速度；ε为裂缝密度；d为裂缝的平均宽度；θ为波的传播方向与垂轴的夹角；ω为波的角频率。

第二节　缝洞储层地震记录的波动方程数值模拟

一、裂隙介质中P波地面地震记录模拟

随着地震勘探的深入发展，迫切需要研究、解决裂隙等复杂地质问题。从理论上讲，在均匀各向同性介质的背景上，由于裂隙的存在，形成各向异性，导致波的传播复杂化。研究裂隙介质最好是应用各向异性理论，进行多波多分量地震勘探。但是，在采集、处理等方面，多波多分量地震勘探需要的成本较高；同时，受理论和当前处理技术等因素的限制，难以得到十分可靠的多波多分量地震数据。目前，在油气勘探领域中，多波多分量地震勘探技术虽然在快速发展，但其应用仍然有限，普遍使用的还是纵波探测。应用纵波特征检测裂缝发育带、发育方向，寻找缝洞油气藏具有普适性，是当前油气勘探的重点。因此，研究裂隙介质中纵波传播规律、模拟分析纵波的响应特征有重要现实意义。这里，通过给定地质模型，利用各向同性非均匀介质波动方程进行数值模拟，得出了含裂隙地层中P波地面地震波场的基本特征。

在研究裂隙介质中波传播规律时，一般假设裂隙是在均匀各向同性介质的背景上形成的，因此，我们首先以均匀各向同性介质中的弹性波动方程为基础，然后考虑在均匀各向同性背景上产生垂直平行排列的裂隙时介质的密度和弹性常数发生变化，进而形成散射波场。二维各向同性非均匀介质中波动方程为

$$\rho(x,z)\frac{\partial^2 p}{\partial t^2} = [\lambda(x,z)+2\mu(x,z)]\left(\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 p}{\partial z^2}\right)+F \tag{3-9}$$

式中，$\rho(x,z)$、$\lambda(x,z)$、$\mu(x,z)$随空间位置变化，在均匀介质中为常数。

初始条件：$p|_{t=0} = 0$，$\left.\frac{\partial p}{\partial t}\right|_{t=0} = 0$

震源函数取为垂直点力，即

$$F(t) = A\cos[2\pi f_0(t-t_0)]\exp[-\beta(t-t_0)^2 f_0^2] \tag{3-10}$$

式中，A为震源强度；β为衰减系数；f_0为震源函数的主频。

为了提高数值模拟的精度，在数值计算中，使用高阶有限差分，将(3-9)式给出的波动方程，表示成高阶差分方程，定义$t = l\Delta t$、$x = m\Delta x$、$z = n\Delta z$（Δt为时间采样间隔，Δx和Δz为x方向和z方向的空间采样，即网格间距）。令$p(l,m,n) = p(t,x,z)$，$p(l\pm1, m\pm1, n\pm1) = p(t\pm\Delta t, x\pm\Delta x, z\pm\Delta z)$。对时间导数项采用二阶中心差分来逼近

$$\frac{\partial^2 p}{\partial t^2} = \frac{p(t+\Delta t) - 2p(t) + p(t-\Delta t)}{\Delta t^2} + O(\Delta t^2) \tag{3-11}$$

对空间导数项，应用 Taylor 级数展开的近似式来表示，对于函数 p 以 x 为变量（以 z 为变量有相同的结果），展开后化简得如下表达式

$$p(x+\xi\Delta x) - p(x-\xi\Delta x) = 2\sum_{n=1}^{\infty} \frac{(\xi\Delta x)^{2n-1}}{(2n-1)!} p^{(2n-1)}(x) \tag{3-12}$$

$$p(x+\xi\Delta x) - 2p(x) + p(x-\xi\Delta x) = 2\sum_{n=1}^{\infty} \frac{(\xi\Delta x)^{2n}}{(2n)!} p^{(2n)}(x) \tag{3-13}$$

（3－12）式、（3－13）式中 $p^{(n)}(x)$ 是 $p(x)$ 的 n 阶导数，$\xi=1,2,3,\cdots$，消除高于二阶的导数项，可得到仅包含空间一阶、二阶导数的函数表达式，其中二阶导数的 $2n$ 阶差分逼近式为

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} = \frac{1}{\Delta x^2}\sum_{i=1}^{n} a_i A_i + O(\Delta x^{2n}) \tag{3-14}$$

式中，$a_i(i=1,2,3,\cdots,n)$ 为常数；A_i 表达式为

$$A_i = p(x+i\Delta x) - 2p(x) + p(x-i\Delta x)$$

稳定条件：

$$C = \frac{V_{\max}\Delta t}{\max(\Delta x,\Delta z)} \leqslant \frac{1}{\left(2\sum_{i=1}^{n/2} a_{2i-1}\right)^{1/2}} \tag{3-15}$$

由（3－15）式可以得到不同阶有限差分格式的稳定条件为：二阶：$C\leqslant 0.707$；四阶：$C\leqslant 0.612$；六阶：$C\leqslant 0.575$；八阶：$C\leqslant 0.555$；十阶：$C\leqslant 0.538$。

二、CB 区块潜山裂缝模型地震波场数值模拟

数值模拟所用裂缝地质模型的速度数据来源于埕岛声波测井数据统计结果，图 3－6、图 3－7、图 3－8、图 3－9 分别是 CB 区块各井的测井速度分布。在下面的模型中，每条裂缝均代表一个裂缝条带，因为单一的一条细裂纹无实际意义。

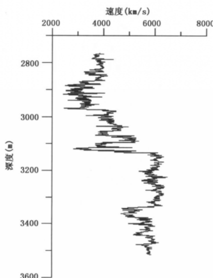


图 3－6　CB30 井测井速度曲线

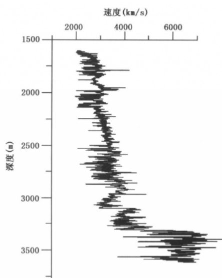


图 3－7　CB301 井测井速度曲线

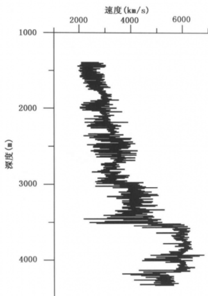


图 3-8　CB302 井测井速度曲线

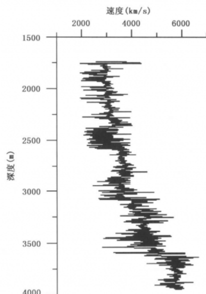


图 3-9　CB303 井测井速度曲线

模型 1:三层介质、水平界面地质模型;三层为均匀各向同性介质,地震波的速度分别为 4400m/s,4000m/s,5800m/s;两个界面的深度分别为 550m,580m。

模型 2:三层介质、水平界面地质模型;三层为均匀各向同性介质,地震波的速度分别为:4400m/s,4000m/s,5800m/s;两个界面的深度分别为 550m,580m;第三层顶面 x 坐标为 200m 处存在一条裂缝,裂缝被速度为 2500m/s 的物质充填。

模型 3:三层介质、水平界面地质模型;三层为均匀各向同性介质,地震波的速度分别为 4400m/s,5500m/s,5800m/s;两个界面的深度分别为 550m,700m,不含裂缝。

模型 4:三层介质、水平界面地质模型;地层为均匀各向同性介质,地震波的速度分别为 4400m/s,4000m/s,5800m/s;两个界面的深度分别为 550m,580m;第三层顶面 x 坐标为 200m 处存在一组裂缝,缝距 20m,裂缝条数为 15,裂缝被速度为 2500m/s 的物质充填。

模型 5:三层介质、水平界面地质模型;三层为均匀各向同性介质,地震波的速度分别为 4400m/s,4000m/s,5800m/s;两个界面的深度分别为 550m,580m;第三层顶面 x 坐标为 200m 处存在一组裂缝,缝距 4m,裂缝条数为 60,裂缝被速度为 2500m/s 的物质充填。

模型 6:三层介质、水平界面地质模型;三层为均匀各向同性介质,地震波的速度分别为 4400m/s,4000m/s,5800m/s;两个界面的深度分别为 550m,600m;第三层顶面 x 坐标为 200m 处存在一组裂缝,缝距 4m,裂缝条数为 60,裂缝被速度为 2500m/s 的物质充填。

模型 7:三层介质、水平界面地质模型;三层为均匀各向同性介质,地震波的速度分别为 4400m/s,4000m/s,5800m/s;两个界面的深度分别为 550m,580m;第三层顶面 x 坐标为 200m 处存在一组裂缝,缝距 4m,裂缝条数为 60,裂缝被速度为 1600m/s 的物质(流体)充填。

模型 8:二层介质、水平界面地质模型;二层为均匀各向同性介质,地震波速度分别为 4400m/s,5800m/s;界面深度为 550m;第二层顶面 x 坐标为 200m 处存在一组裂缝,缝距 4m,裂缝条数为 60,裂缝被速度为 2500m/s 的物质充填。

根据(3-14)式的差分方程和上述 8 个地质模型,并考虑边界条件和稳定条件作波场数

值计算,分别模拟了 8 个地质模型的地震波场响应。在数值模拟中,震源位于(0.0,0.0)处,震源距裂隙边界的水平距离为 200m,取主频 f_0 =35Hz 的雷克子波,计算过程中取 $\Delta x = \Delta z$ = 10m,Δt =1ms。

波场值随时间和空间的变化而不同,即波场 $P(x,z,t)$ 是 x、z 和 t 的函数,当 z =0 时,波场值 $P(x,z=0,t)$ 即为地面地震记录。图 3 -10 ~图 3 -17 分别是 8 个地质模型及其共炮点地震记录和处理得到的单次地震记录。

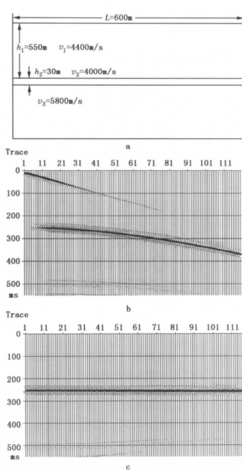


图 3 -10 地质模型 1(a)及其共炮点地震记录(b)和零炮检距地震记录(c)

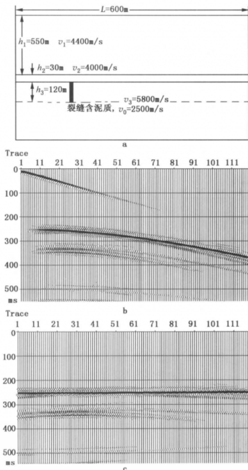


图 3 -11 地质模型 2(a)及其共炮点地震记录(b)和零炮检距地震记录(c)

三、GQ2 井区潜山裂缝模型地震波场数值模拟

GQ2 区特点是潜山面浅(只有 500 ~600m),潜山面上、下地层速度大,由测井数据分析,潜山面上地层的速度为 2000 ~2300m/s,潜山面下地层速度为 4300 ~4600m/s。各井的声波速度分布如图 3 -18。

根据声波测井速度数据,我们建立了 6 个裂缝地质模型,并根据前面描述的方法,作地震波场数值模拟。

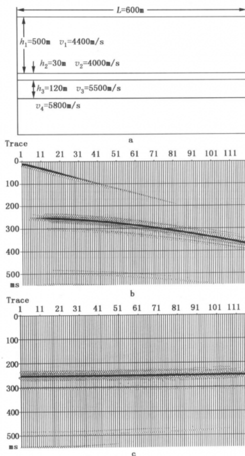


图3-12 地质模型3(a)及其共炮点地震记录(b)和零炮检距地震记录(c)

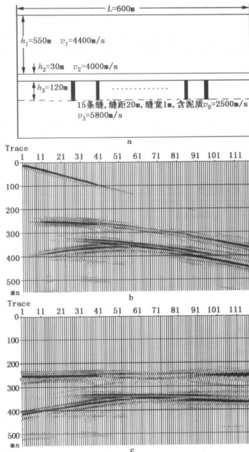


图3-13 地质模型4(a)及其共炮点地震记录(b)和零炮检距地震记录(c)

模型1:二层介质、水平界面地质模型;第一层为均匀各向同性介质,地震波的速度为3000m/s;第二层背景为均匀各向同性介质,地震波的速度为4500m/s;界面深度为500m;无裂缝。如图3-19。

模型2:二层介质、水平界面地质模型;第一层为均匀各向同性介质,地震波的速度为3000m/s;第二层背景为均匀各向同性介质,地震波的速度为4500m/s;界面深度为500m;裂缝分布如图3-20。

模型3:二层介质、水平界面地质模型;第一层为均匀各向同性介质,地震波的速度为3000m/s;第二层背景为均匀各向同性介质,地震波的速度为4500m/s;界面深度为500m;裂缝分布如图3-21。

模型4:三层介质、水平界面地质模型;第一层为均匀各向同性介质,地震波速度为3000m/s;第二层背景为均匀各向同性介质,地震波的速度为4500m/s;界面深度为500m;第三层为均匀各向同性介质,地震波速度为4600m/s;界面深度分别为600m;裂缝分布如图3-22。

模型5:二层介质、水平界面地质模型;第一层为均匀各向同性介质,地震波速度为

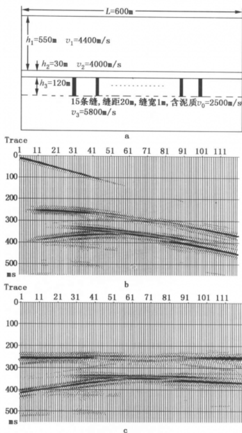


图 3-14 地质模型 5(a)及其共炮点地震记录(b)和零炮检距地震记录(c)

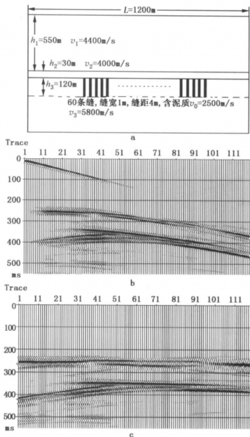


图 3-15 地质模型 6(a)及其共炮点地震记录(b)与零炮检距地震记录(c)

3000m/s；第二层背景为均匀各向同性介质，地震波速度为 4500m/s；界面深度分别为 500m；裂缝分布如图 3-23。

模型 6：二层介质、水平界面地质模型；第一层为均匀各向同性介质，地震波速度为 3000m/s；第二层背景为均匀各向同性介质，地震波速度为 4500m/s；界面深度为 500m；裂缝分布如图 3-24。

地震波场数值模拟结果同样见图 3-19～图 3-24。

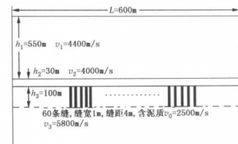
四、裂缝系统数值模拟的结果与结论

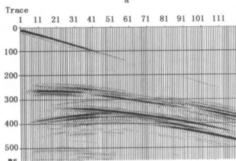
(1)在裂隙介质中，裂隙的散射作用(扰动)导致地震波场的复杂化，裂隙系统越复杂，地震波特征越复杂。

(2)在裂隙发育带地层的顶部，反射波能量变弱、地震波的极性反转、过渡带散射波发育。

(3)在裂隙发育带地层的底部，虽然没有地层界面，但散射波相互作用，形成一条连续性较好的同相轴。在该同相轴下面，存在多条弯曲的散射波同相轴。

(4)潜山内部裂隙发育带附近，散射波十分发育，底部更显著，使地震波的能量可能变强。





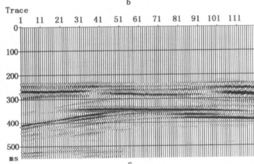
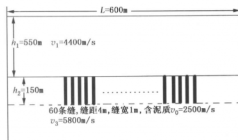
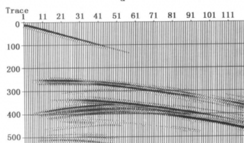


图 3-16　地质模型 7(a)及其共炮点地震记录(b)与零炮检距地震记录(c)





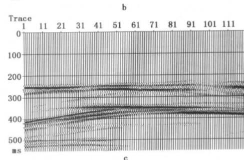


图 3-17　地质模型 8(a)及其共炮点地震记录(b)与零炮检距地震记录(c)

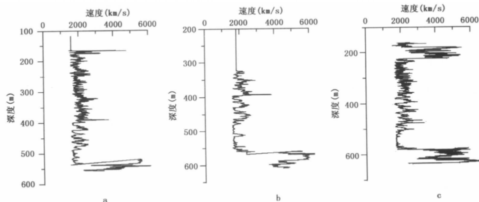


图 3-18　GQ 区块声波测井速度数据

a—草古(CG)121 井；b—草古(CG)123 井；c—草古(CG)124 井

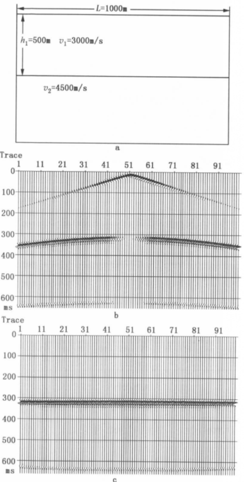


图 3－19　地质模型 1(a)及其共炮点地震记录(b)与零炮检距地震记录(c)

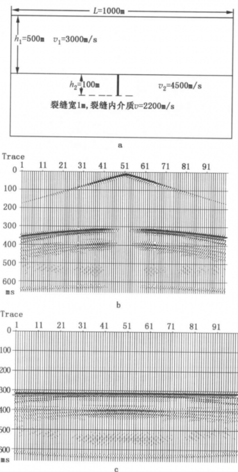


图 3－20　地质模型 2(a)急共炮点地震记录(b)和零炮检距地震记录(c)

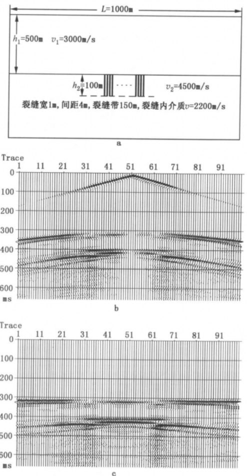


图 3－21　地质模型 3(a)及其共炮点地震记录(b)与零炮检距地震记录(c)

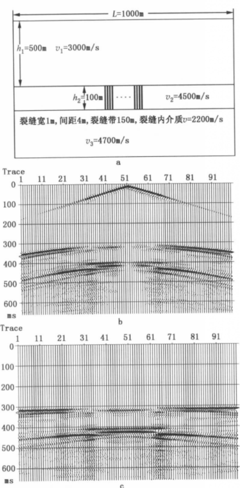


图 3－22 地质模型 4(a)及其共炮点地震记录(b)与零炮检距地震记录(c)

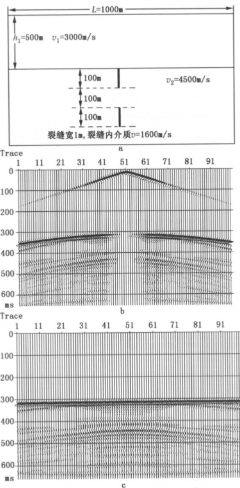


图 3－23 地质模型 5(a)及其共炮点地震记录(b)与零炮检距地震记录(c)

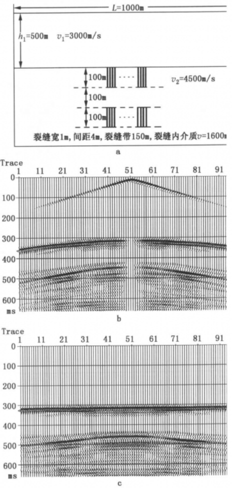


图 3－24 地质模型 6(a)及其共炮点地震记录(b)与零炮检距地震记录(c)

(5)当潜山顶面低速风化层变厚时，顶面反射波同相轴增多。

(6)裂隙内含流体相对含泥质来说，地震波能量增强。

(7)由图3－13可以看出，当潜山面下部地层致密不含裂隙时，即使下面有反射层，其地震波总能量也比较弱。

(8)利用P波特别是P波的能量及吸收衰减特性进行裂缝检测是可能的。

第三节　弹性—声学波动方程数值模拟

含裂缝介质的地震响应可用弹性波动方程计算，如采用公式(3－3)至(3－8)式计算QP、QS1、QS2的传播速度和吸收衰减特性，也可用公式(3－9)至(3－15)式所示的声学波动方程进行模拟。弹性方程法便于计算地震波的微观属性参数，计算较复杂；声学波动方程法通过正演地震记录，易于模拟地震波传播的宏观特征，但不能刻画QP、QS1、QS2的响应特征。为了兼顾二者的优点，这里提出第三种方法——弹性—声学波动方程数值模拟法。其基本思路是利用公式(3－3)至(3－8)式分区计算含裂缝介质的地震波等效属性参数，再利用公式(3－9)式至(3－15)式或其他类似的公式，按已知地质模型及相应的等效属性参数(速度，衰减系数等)进行地震模拟。

与公式(3－9)至(3－15)式不同，在缝洞模型地震正演的波场延拓过程中，为使延拓算子能适应横向速度的剧烈变化且具有保振幅、精度高、稳定性好等特殊要求，为使新方法"局部Rytov近似正演与偏移"能适用于横向速度剧烈变化的缝洞模型的正演与偏移，我们采用了"多参考慢度扩展的局部Rytov近似傅氏延拓方法"。即在每一延拓步长内的不同区域选用不同的参考慢度以保证Rytov近似波场延拓算子中慢度参数的变化足够小，于是得到不同区域散射波场的计算式

$$\varphi_s^j(x,y,z_i+\Delta z;\omega) \approx F_{k_x,k_y}^{-1}\alpha^j e^{ik_z^j(z_i)\Delta z} \times F_{x,y}\left\{\exp i\omega\frac{v_0^j(z_i)}{2}\delta[M(x,y,z_i)-S_0^j(z_i)]\varepsilon^j(x,y,z_i)\Delta z-1\right\}P_0^j(x,y,z_i;\omega) \tag{3-16}$$

式中，$M(x,y,z_i)$是空间位置和参考慢度之间的映射函数；上标j是在每个延拓步长内不同区域的参考慢度的标号；$v_0^j(z_i)$为延拓层内第j区域的参考速度，通常取为$v^j(x,y,z_i)$的平均值；ω代表地震信号的频率；Δz为延拓步长；$S_0^j(z_i)$为参考慢度即$v_0^j(z_i)$的倒数；$\delta(\cdot)$函数的作用是当$M(x,y,z_i)=S_0^j(z_i)$时其值为1，否则为0；F和F^{-1}表示傅氏正反变换；入射波场P_0与总波场P的计算公式为

$$P_0^j(x,y,z_i+\Delta z;\omega) \approx F_{k_x,k_y}^{-1}e^{ik_z^j(z_i)\Delta z} \times F_{x,y}\delta[M(x,y,z_i)-S_0^j(z_i)]P(x,y,z_i;\omega) \tag{3-17}$$

$$P(x,y,z_i+\Delta z;\omega) = \sum_j P_0^j(x,y,z_i+\Delta z;\omega)\exp\left[\frac{\varphi_s^j(x,y,z_i+\Delta z;\omega)}{P_0^j(x,y,z_i+\Delta z;\omega)}\right] \tag{3-18}$$

在(3－17)、(3－18)两式中，内部的傅氏变换只在每一深度步长内进行。根据公式$e^{\xi}\approx 1+\xi$近似成立的条件可得出公式(3－16)稳定、有效成立的条件是

$$\left|\omega\frac{v_0^j(z_i)}{2}\delta[M(x,y,z_i)-S_0^j(z_i)]\max[\varepsilon^j(x,y,z_i)]\Delta z\right| < \beta \tag{3-19}$$

式中，$\max[\varepsilon^j(x,y,z_i)]$为延拓层内第$j$区间的最大慢度扰动。为了把用$(e^{\xi}-1)$近似为$\xi$所带来的相对误差限制在0.5%～1.0%的范围内，根据一阶马克劳林展开式的误差计算式（$\varepsilon=\frac{\xi'^2}{2!}$）可计算出式（3－19）中$\beta$的取值范围为0.1～0.15。因为对于确定的地震信号ω的取值范围是确定的，不能随意减小；延拓步长Δz过小会引起计算量的激剧增大，Δz不宜过大或过小。因此，对于横向变速剧烈的裂隙介质，要使式（3－19）成立，势必要选很多个参考慢度，其运算效率是相当低的。为此我们引入了随频率ω而变化的参考慢度选择法即变参考慢度（VRS）法。

数值模拟时首先用基于弹性与声学近似的反射系数计算公式计算了两个缝洞模型所对应的反射系数模型，再用变参考慢度的Rytov近似波场延拓算子对反射系数模型作正演，最后对正演记录作偏移，结果如图3－25至图3－26所示。在具体正演、偏移实现时将频率作为最外层循环，对每一个延拓层分别以频率ω为参数选择参考慢度使式（3－19）以最少的参考慢度数成立，这样既能保证成像精度又可提高运算效率。然后用（3－16）～（3－18）式逐层进行波场延拓，直至频带内所有频率成分的所有层延拓完毕为止，最后累加得到正演记录或偏移剖面。为减少正演或偏移过程中的假频，可在频率域中使用巴特沃斯滤波器，并在边界上使用Hanning窗衰减。

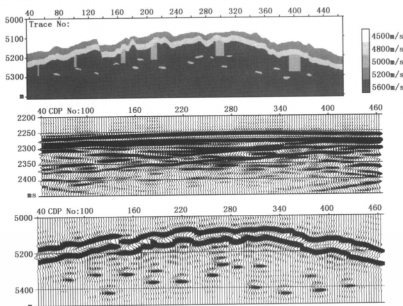


图3－25　缝洞模型1及对应的正演记录与偏移剖面

图3－25模拟的是一系列宽度不同的裂缝：在偏移剖面上，几乎不能识别裂缝的存在；对于大裂缝（相当于嵌入一个非均质体），在潜山内幕有小异常，但不能分辨其分布范围；对于较大的溶洞，在偏移剖面上成像清晰，并且能看出溶洞上下顶界面的极性是相反的（上顶界面呈负极性，下底面为正极性）。图3－26的缝洞模型从左到右的缝洞带宽不等，从其正演记录和偏移剖面可以直观地发现，缝洞发育带愈宽，单位长度内缝洞密度愈大，表明裂缝存在的异常愈明显。裂缝发育带反射特征表现为：在潜山顶面反射下的低频复波范围与裂缝带宽度接近，

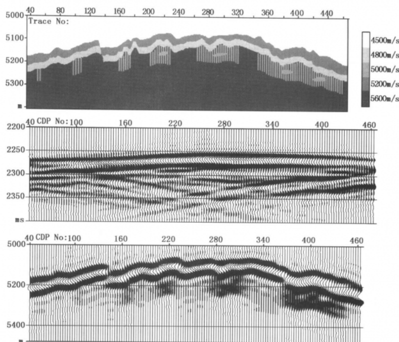


图 3－26　缝洞模型 2 及对应的正演记录与偏移剖面

而且裂缝带宽度越大能量越强，在裂缝带中心复波能量最强。该记录对于进一步研究裂缝检测技术具有重要的指导意义。

上述缝洞模型及其正、反演记录揭示了不同缝洞带宽和密度的地震波场特征，得到了下列有益的结论和认识：

（1）该正演偏移方法允许介质速度有横向变化和纵向变化，对地层无倾角限制，保振幅，并可以避免层间多次波的产生。

（2）在当前地震分辨率不足的情况下，很难识别单个小裂缝，但可以探测裂缝发育带和较大的溶洞。

（3）缝洞带达到一定的宽度和密度时，可以用地震方法检测缝洞的分布，潜山内幕反射波的范围与强弱变化有利于研究缝洞发育带的宽度和密度。

（4）缝洞带的低频复合波反射表明在缝洞发育带地震波频率减低，它意味着用地震波的频率特征是有可能检测缝洞带的。

第四节　济阳坳陷古潜山缝洞储层典型剖面的正演模拟

在对 CB30 井、NH、GQ2 井潜山顶界面地震剖面进行初步解释的基础上确定了有代表意义的三条剖面，形成了三个概念性地质模型：潜山顶界面、内幕的构造形态、断层、地层的年代、岩性、接触关系、埋深、风化溶蚀情况尽量与实际剖面相似；但几何比例关系和构造形态等不能定量给出，具有定性意义。我们的目的有三：一是考察特定地质模型的水平叠加剖面和偏移剖

面与实际剖面的可比性；二是考察存在溶蚀和缝洞时地震正演剖面的主要特征；三是检查横向变速较严重时，我们开发的正演和偏移方法的适用程度。此外我们还设计了一个不整合的地层尖灭地质剖面和一个含缝洞地质剖面，缝洞发育带的位置与地层尖灭的位置大致相当，意在评估尖灭区地震波的调谐、复合作用与缝洞产生的复合波是否存在相似的特点，对地震缝洞检测有无干扰作用等。图3－27a，b和c分别为CB30井潜山区块的地质模型、自激自收剖面和偏移剖面。奥陶系潜山顶界面和内幕中在不同的地段有厚度为50m左右的较低速度的风化溶蚀带，用较浅的颜色表示，各层的速度表示在图3－27a中。自激自收剖面因潜山埋藏较深，构造复杂，Fresnel宽度大，波场特征很难分析（图3－27b）。偏移剖面（图3－27c）的构造形态清楚，表明偏移、正演方法都是可靠的。风化溶蚀带因厚度不大，使有关的同相轴“变胖”，但特征明显，具有可检测性。正演记录，波的主频为50Hz左右，比实际记录要高，因此实际记录用肉眼观察缝洞发育带的存在是困难的，必须通过地震检测进行识别。

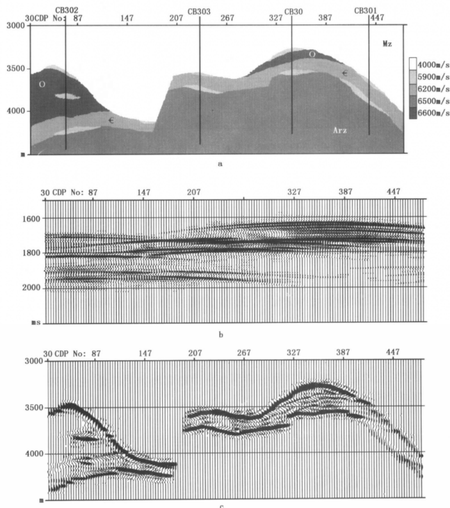


图3－27　CB30缝洞模型及对应的正演记录与偏移剖面

图 3 -28a,b 和 c 分别为 NH834 测线附近的地质模型、自激自收地震剖面和偏移剖面:构造不太复杂,波场相对简单,因此在自激自收剖面上已能看到风化剥蚀面的影响(同相轴粗细有变化),在偏移剖面上反映更清楚。图 3 -29a,b 和 c 是 GQ2 井潜山顶界面的地质模型、自激自收记录和偏移剖面:构造简单,只有一个顶界面,但奥陶系顶界面起伏变化大,风化溶蚀带厚度不一;在自激自收剖面上能看到弯曲迴转波、不均匀性引起的散射绕射波和波的复合(变粗或变细);偏移剖面使各类波正确归位,同相轴复合波的影响仍能清楚可见。

图 3 -30a,b 和 c 是由宽度不等的垂直裂缝和溶洞组成的缝洞发育带模型,正演记录与偏移剖面:偏移剖面中顶界面上和向内幕延伸的缝洞的影响很明显,顶界面缝洞发育处反射系数明显变低,可作为利用振幅变化检测缝洞的依据之一。图 3 -31a,b 和 c 是地层尖灭模型,正演记录与偏移剖面:经偏移归位后的尖灭剖面(c)与原始模型(a)几乎一致,在尖灭点处未产生波的干涉与叠合,说明尖灭与缝洞带有一定的差异,有可能减少地震检测结果的多解性。

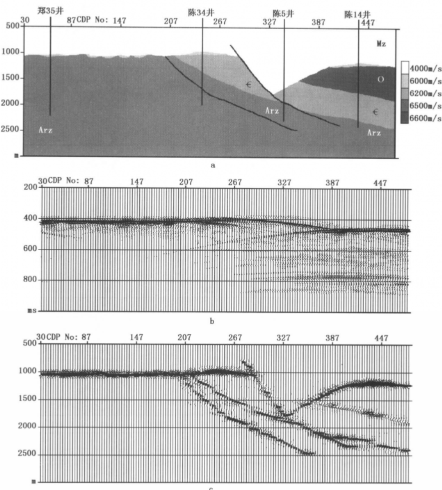


图 3 -28 NH 地区缝洞模型及对应的正演记录与偏移剖面

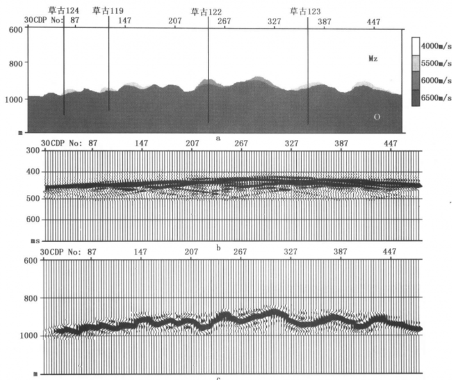


图 3-29 GQ2 缝洞模型及对应的正演记录与偏移剖面

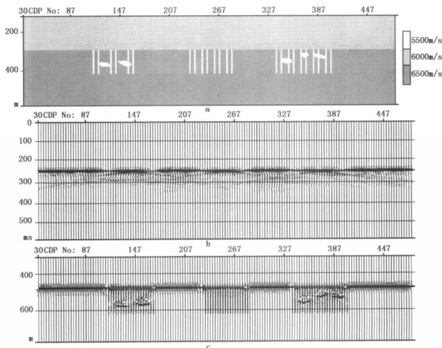


图 3-30 由宽度不等的垂直裂缝和溶洞组成的缝洞模型及对应的正演记录与偏移剖面

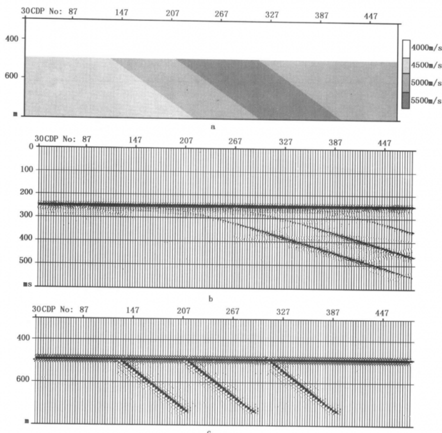


图 3-31　地层尖灭缝洞模型及对应的正演记录与偏移剖面

第五节　含裂缝地质模型的共炮点地震记录模拟与偏移

利用数学检波器和等时叠加原理(贺振华、熊晓军等,2004,2005)实现了波动方程非零炮检距地震叠前正演。图 3-32 为含裂缝断陷地质模型,其中的 C1,C2,…,C5 为高角度裂缝发育带;R1,R2 为反射界面;F1,F2 表示断层。

共炮点地震叠前正演的记录参数为:$dx=20m$,$dz=6m$,$dt=2ms$;观测参数为:观测范围 350 个测点,即地质模型向左延伸 20 个测点,向右延伸 80 个测点;炮间距 $=2dx$;每炮记录有 60 个地震道;首炮位于扩展后的第 5 个测点;偏移距 $=1dx$;共模拟了 140 个共炮记录。炮点位置和图 3-32 测点之间的对应关系如下:图 3-32 上第 1,…,101,…,201,…,249,…点分别为第 9,…,59,…,109,…和第 133 炮的炮点位置。

图 3-33 是部分共炮点地震模拟记录。由于模拟记录太多(共 140 张),我们只从中选择了 8 张记录示于该图。它们分别是第 19,34,49,64,79,94,109 和第 124 炮的记录,对应图 3-32 的点号为 21,51,81,111,141,171,201 和 231。并分别用 S21,S51,S81,…,S231 表示。这些记录处于不同的构造部位和裂缝带上,能够反映图 3-32 地质模型的基本特征和模拟记录的正确性。例如在 S21 记录中只有 2 个地震同相轴,因为它的下方只存在 R1、R2 两个反射界

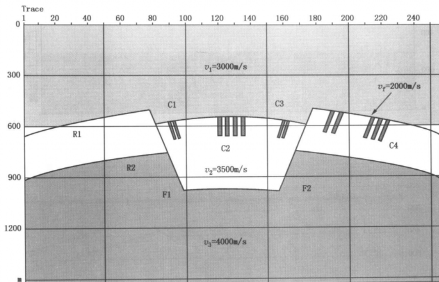


图 3－32 含裂缝带断陷地质模型

横坐标为测点号，点距 20m；纵坐标为地层埋深（m）；R1、R2 代表反射界面；F1、F2 代表断层；C1、C2、…、C5 等表示裂隙带。裂缝带充填物波速度 v_f＝2000m/s

面；S81 的下方有断层 F1 和裂缝带，因此记录中的断层和裂缝引起的散射、绕射波都出现了；S111 的下方处于断陷带的中部，只有 R1、R2 两个同相轴，但裂缝发育，反映裂缝底面的波亦可辨认；S171、S201 的下方存在断层 F2 和裂缝发育带，其记录中的断层、断层绕射和裂缝散射波均可清晰识别。

图 3－34a 是按地层等效速度和等效密度等参数计算的反射系数剖面；图 3－34b 是按 140 张共炮记录进行叠前偏移得到的剖面。二者良好的可比性说明：（1）所用方法是可靠的、精确的；（2）在叠前记录和偏移剖面上都可识别裂缝发育带；（3）偏移剖面上较小裂缝带 C1、C3 的识别证明叠前偏移比叠后偏移优越。

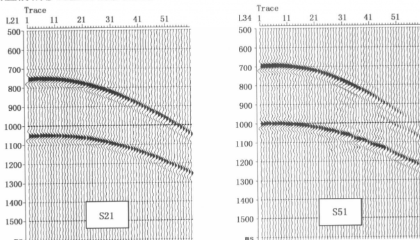


图 3－33a 图 3－32 的共炮点模拟地震记录一

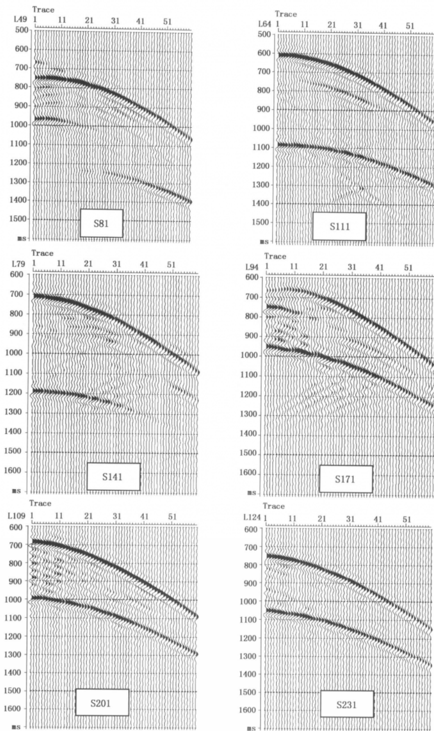


图 3 -33b　图 3 -32 的共炮点模拟地震记录二

记录 S21,S51,…,S231 的炮点位置分别置于图 3 -32 号码为 21,51,…,231 的测点上

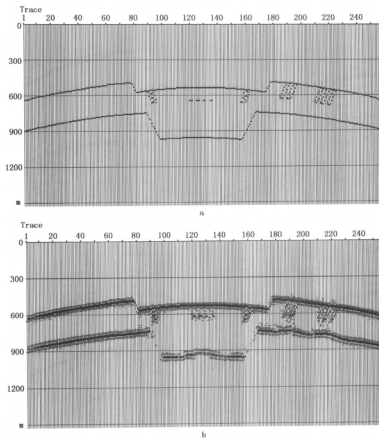


图 3 -34　地质模型剖面的反射系数剖面(a)和
按 140 炮共炮记录获得的叠前偏移剖面(b)

第四章　碳酸盐岩潜山油气缝洞储层地震检测方法

含缝洞介质的地震波传播理论研究、物理模型试验和数值模拟计算表明:与缝洞密度有关的潜山缝洞发育带是能够用地震资料进行检测和识别的,检测时最好利用地震波的动力学参数,而且要以经过偏移和保真处理的三维地震资料为基础。在满足上述基本要求的前提下,后面的任务就是检测方法的研制和选择。

第一节　裂缝发育带的3D地震多尺度边缘检测

碳酸盐岩被风化溶蚀的缝洞经弱性物质充填之后与围岩有较大的差异,且无一定的规律,使地震波场变得很不规律。但是不规律的缝洞发育带的地震波场与较均匀的没有缝洞或缝洞很少的岩层区的地震波场应当有明显的差异,或者说有明显的界线,我们称其为边界或边缘。找出和圈定了边缘,就可确定缝洞发育带。地震资料中缝洞发育带的边缘检测与图像分析中的边缘检测在实质上没有什么区别,因此我们可以直接加以利用。以下是几种比较有效的边缘检测方法。

一、小波多尺度边缘检测

该方法以坎尼(Canny)提出的最佳边缘检测准则为基础:(1)不漏检真实存在的边界,不把非边界点作为边界点检出,并使得信噪比最大;(2)检测到的边界点的位置距实际边界的位置最近;(3)每一个实际存在的边界点和检测到的边界点一一对应。为符合上述准则,经严格的数学论证,坎尼指出,高斯函数的一阶导数 $Q'(x)$ 可作为满足上述准则的最佳边缘检测算子

$$f(x) = \frac{\mathrm{d}Q(x)}{\mathrm{d}x} = -\left(\frac{x}{\sqrt{2\pi c}c^2}\right)\mathrm{e}^{-x^2/2c^2} \tag{4-1}$$

式中,c 为常数。

我们知道高斯函数 $Q(x)$ 是一个平滑函数

$$Q(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi c}}\mathrm{e}^{-x^2/2c^2} \tag{4-2}$$

其导数 $f(x)$ 是一个锐化函数,强调的是变化点。

取高斯函数的一阶导数做最佳边缘检测算子对地震数据进行处理等价于先平滑后锐化。设地震记录 $S(x)$ 同 $f(x)$ 相褶积

$$\begin{aligned} S(x) * f(x) &= S(x) * \frac{\mathrm{d}Q(x)}{\mathrm{d}x} = \frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}x}[S(x) * Q(x)] \\ &= \frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}x}\int S(h)Q(x-h)\mathrm{d}h \end{aligned} \tag{4-3}$$

平滑的作用是滤掉信号中的噪声;求导或锐化的作用是寻找边界。这两个作用有机地统一到(4-3)式中。

由于高斯函数的一阶导数和二阶导数都是小波函数,可以将(4-1)式和(4-3)式的 $f(x)$

换成小波函数的标准形式，记

$$f_s = \frac{1}{S}f\left(\frac{x}{S}\right) \tag{4-4}$$

式中，S 为尺度因子。

尺度 S 大时，能检测出密度发育带较大(低频)的变化；尺度 S 小时，可检测出细小(高频)的变化。

以上的小波函数是一维的，将其推广到二维就可实现三维多尺度边缘检测。

二、广义希尔伯特变换边缘检测

希尔伯特变换(Hilbert Transform，HT)在 20 世纪 70 年代末应用于地震数据处理中，通过复数地震道分析，获得著名的地震三瞬剖面——瞬时振幅、瞬时相位、瞬时频率剖面，它们被广泛地应用于岩性、岩相、油气的识别中，并有很多成功的实例。然而地震信号中噪声对这些剖面的影响较大，常常给解释人员带来很多“陷阱”。主要是传统的 HT 变换对噪声抑制功能不强所致。近年来 Luo Yi 等人将广义希尔伯特变换(Generalize Hilbert Transform，GHT)引入到地震资料的裂缝检测中，由于它对地震噪声的抑制功能较强，因而有较好的应用效果。

由于 HT 变换因子和高斯函数一阶导数的反对称形式相近。且 GHT 变换更有利于噪声的消除，因此可以使用 GHT 进行边缘检测。

(一)广义希尔伯特方法原理

传统的希尔伯特变换在频率域的表达式为

$$hi(\omega) = X(\omega)\cdot \mathrm{sign}(\omega)\cdot(-i) \tag{4-5}$$

式中，$X(\omega)$是输入地震道数据 $x(t)$的傅氏(Fourier Transform FT)变换；$hi(\omega)$是输入地震道数据 $x(t)$在频率域的希尔伯特变换；$\mathrm{sign}(\omega)$为符号函数；$i=\sqrt{-1}$。

对 $hi(\omega)$进行傅氏反变换，令 $t=0$，则可得

$$hr(0) = 2\sum_{\omega}\mathrm{Re}[X(\omega)] + \mathrm{Re}[X(0)] \tag{4-6}$$

式中，$hi(0)=2\sum_{\omega}\mathrm{Im}[X(\omega)]$，$h(0)=hr(0)+\mathrm{i}\cdot hi(0)$。

这里，$\sum_{\omega}$ 表示对所有的正频率成分求和；$hr(0)$和 $hi(0)$分别表示复数地震道 $h(0)$的实部和虚部；Re 和 Im 表示求取实部和虚部。将(4-6)式扩展到整个时间域后，定义广义希尔伯特变换公式如下

$$hr(t) = \{2\sum_{\omega}\{\mathrm{Re}[X(t,\omega)]\}^n + \mathrm{Re}[X(t,0)]^n\}^{1/n} \tag{4-7}$$

$$hi(t) = \{2\sum_{\omega}\{\mathrm{Im}[X(t,\omega)]\}^n\}^{1/n}$$

$$h(t) = hr(t) + \mathrm{i}\cdot hi(t)$$

式中，$hi(t)$是输入地震数据的 L^n阶广义虚数道，$hr(t)$是 L^n阶广义实数道；$h(t)$是广义复数地震道；$X(t,\omega)$是使输入地震数据在以 t 为中心的时窗内的加窗傅氏变换结果(如果采用高斯函数作为窗函数，则 $X(t,\omega)$就是 Gabor 变换)。

当 $n=1$ 时，GHT 成为普通 HT 变换。GHT 将一维数据变为二维数据，将二维数据变为三维数据。因此，可对目的层的地震水平切片进行三维地震 GHT 边缘检测。

GHT 从多方面拓展了传统的 HT：(1)引入了窗函数；(2)引入了 L^n阶的概念(前者突出原始信号的“瞬时”特性；后者对原始信号起平滑滤波作用，从而提高了处理结果的分辨力和抗噪能

力)；(3)它获得的广义振幅谱、广义虚数道、广义相位谱等属性参数更拓展了 HT 的应用领域。

(二)HT 的计算步骤

令

$$h(\omega) = \mathrm{sign}(\omega)\cdot(-i)$$

$$hi(\omega) = R(\omega)h(\omega)$$

式中，$R(\omega)$、$h(\omega)$ 和 $hi(\omega)$ 分别为输入信号 $R(t)$、HT 因子 $\frac{1}{\pi t}$ 和 HT 信号 $hi(t)$ 的傅氏谱。

由符号函数的性质，得

$$h(\omega) = \begin{cases} -i & \omega > 0 \\ i & \omega < 0 \end{cases}$$

设复数道为 $Z(t)$，则有

$$\begin{aligned} Z(\omega) &= R(\omega) + \mathrm{i}R(\omega)\cdot h(\omega) \\ &= R(\omega)[1 + \mathrm{i}h(\omega)] \\ &= R(\omega)\cdot\begin{cases} 2 & \omega > 0 \\ 0 & \omega < 0 \end{cases} \end{aligned} \tag{4-8}$$

因此，频率域希氏变换的计算步骤为：(1)对输入信号 $R(t)$ 作傅氏变换得 $R(\omega)$；(2)按(4－8)式计算复数道 $Z(t)$ 的傅氏谱 $Z(\omega)$；(3)对 $Z(\omega)$ 做傅氏反变换，即 $\mathrm{FT}^{-1}[Z(\omega)]$ 得 $Z(t)$；(4)求希氏变换信号 $hi(t) = \mathrm{Im}[Z(t)]$(Im 表示取 $Z(t)$ 的虚部)。

利用上述结果求地震道的包络或瞬时相位就可进行边缘检测。

(三) GHT 的计算步骤

(1)对输入信号 $R(t)$ 作傅氏变换得 $R(\omega)$；(2)令 $X(t,\omega) = R(\omega)W(t)\mathrm{e}^{i\omega t}$[式中 $W(t)$ 为窗函数]；(3)按公式(4－7)计算 GHT(式中 n 为阶数，一般取 2 或 3，当 $n=1$ 时，广义希氏变换退化为普通希氏变换)。

三、高斯—拉普拉斯边缘检测

对三维地震数据的水平切片 $f(x,y)$ 而言，拉氏算子是一个标量的二阶微分算子。其形式为

$$\nabla^2 f(x,y) = \frac{\partial^2}{\partial x^2}f(x,y) + \frac{\partial^2}{\partial y^2}f(x,y) \tag{4-9}$$

将 $f(x,y)$ 取成二维的高斯函数，可得高斯—拉普拉斯边缘检测算子

$$-\nabla^2\frac{1}{2\pi c^2}\mathrm{e}^{-(x^2+y^2)/2c^2} = \frac{1}{\pi c^4}\left[1 - \frac{x^2+y^2}{2c^2}\right]\mathrm{e}^{-(x^2+y^2)/2c^2} \tag{4-10}$$

此式和公式(4－1)、(4－2)及(4－3)类似，即先用高斯函数作平滑，再求导使边缘显现。不同的是：(1)此处直接用了二维高斯函数；(2)求得的是高斯函数的二阶导数而不是一阶。由于高斯函数的二阶导数是小波函数的一种，即物探人员熟悉的雷克子波，因此，使用比较方便。但高斯函数的一阶导数和二阶导数的形态有较大的差异，通常我们在潜山顶界面和内幕进行缝洞带边缘检测时分别采用一阶导数和二阶导数形式，会取得更好的检测效果。

第二节　地震主参数缝洞检测

时间—频率—空间域主参数剖面的计算与 HT 和复数能量密度函数有关，能量密度函数的模称为主振幅。不难理解地震波的能量密度与裂缝密度有相关关系，因此，主振幅与裂缝密

度也有相关关系，这是我们利用地震波主参数（振幅、相位、频率）检测缝洞发育带的出发点。

一、计算原理

（1）时空域地震记录与时间—频率—空间域复数能量密度函数的变换原理

设地震记录 $Z(t,x)$ 为

$$Z(t,x) = S(t,x) + n(t,x) \tag{4-11}$$

式中，t 为反射时间；x 为剖面上的水平距离；$Z(t,x)$ 为实际地震记录；$S(t,x)$ 为有效反射波；$n(t,x)$ 为干扰波。

对 $Z(t,x)$ 作 HT 可求得虚地震道 $y(t,x)$，从而可构成复数道

$$u(t,x) = Z(t,x) + iy(t,x) \tag{4-12}$$

由复数地震道及其谱的共轭便可构成时间—频率—空间域的复数能量密度函数

$$\varepsilon(t|f|x) = |u(t,x)| \cdot |\bar{u}(f,x)| \cdot e^{i[\phi(f,x)-\theta(t,x)+2\pi ft]} = |\varepsilon(t,f,x)| \cdot e^{i[\phi(f,x)-\theta(t,x)+2\pi ft]} \tag{4-13}$$

式中，f 为地震波频率。

（2）地震波场主特征参数的提取。

①主振幅的提取。

令

$$E(t,f,x) = |\varepsilon(t,f,x)| \tag{4-14}$$

当能量函数 E 满足

$$\begin{gathered}\frac{\partial E(t,f,x)}{\partial t} = 0 \\ \frac{\partial E(t,f,x)}{\partial f} = 0 \\ \left[\frac{\partial^2 E(t,f,x)}{\partial t \partial f}\right]^2 - \frac{\partial^2 E(t,f,x)}{\partial t^2} \cdot \frac{\partial^2 E(t,f,x)}{\partial f^2} < 0\end{gathered} \tag{4-15}$$

和

$$\begin{gathered}\frac{\partial^2 E(t,f,x)}{\partial t^2} < 0 \\ \frac{\partial^2 E(t,f,x)}{\partial f^2} < 0\end{gathered} \tag{4-16}$$

时，便得到了时间—频率—空间域的主能量

$$E_0(t,f,x) = E_{\max}(t,f,x) \tag{4-17}$$

$$A_0(t,f,x) = \sqrt{E_0(t,f,x)} \tag{4-18}$$

式中，E_0、A_0 分别为反射信号的主能量、主振幅。

②主频率和主相位的提取。

复数能量密度函数相对变量 t 和 f 的偏微分等于零时的频率和时间，即反射信号的主频率和群延迟

$$\partial[\phi(f,x) - \theta(t,x) + 2\pi ft]/\partial f = 0$$

$$\partial[\phi(f,x) - \theta(t,x) + 2\pi ft]/\partial t = 0$$

解这两个方程，便可得主频率和群延迟

$$f_0 = f_{\max} = \frac{1}{2\pi}\frac{\partial\theta(t,x)}{\partial t} \tag{4-19}$$

$$t_0 = -\frac{1}{2\pi}\frac{\partial\phi(f,x)}{\partial f} \tag{4-20}$$

将群延迟对 f 求积分，便得到主相位

$$\phi_0(f,x) = -2\pi f t_0 \tag{4-21}$$

③时频—时空主参数域到时空主参数域的转换及成像。

上述主参数的推导过程及最终表达式都是针对孤立单一信号的，在地震记录数据体中，这个信号的主参数都是时间、频率和记录道（或写成水平距离）的函数。故上述主参数均可写成时间、频率和距离的函数，即

$$E_0(t,f,x)$$
$$A_0(t,f,x)$$
$$f_0(t,f,x)$$
$$\varphi_0(t,f,x)$$

令 $f=0$ 时，便将上述的主参数转换到时空域中了，即

$$E_0(t,x)$$
$$A_0(t,x)$$
$$f_0(t,x)$$
$$\varphi_0(t,x)$$

于是，主参数的显示便可与记录的反射波一一对应了。用这种方法计算及显示出的地震剖面，我们称为时频—时空主参数剖面，简称 SMC 剖面。

二、SMC 剖面的特性及功能

（1）主特征参数具有非制约性，具有将弱反射型的隐式地质体显式化的功能。

（2）SMC 与地震反射波的时空坐标具有严格的一致性，弱反射隐式体显式化后空间坐标不变。

（3）对地质异常具有高敏感性。

（4）具有较高精度，较一般“三瞬”参数的结果更可靠。

第三节　缝洞发育带地震检测的其他方法

在缝洞检测过程中，用单一的方法检测地震波的单一属性有可能出现片面性或不确定性。如果能用多种方法检测地震波的多种属性或特征，对缝洞发育带检测的可靠性是十分有利的，且有利于针对不同的地区、不同目标选择不同的方法或方法组合。为此我们研究了一些特色新方法并与前面的方法一起构成地震缝洞检测的方法系列。特色新方法主要有小波分形指数法、中心频率法、熵算子法、模糊边缘检测法和高阶累积量法等。

一、小波分形指数法

一般说来，在相同沉积环境或成岩作用下，岩性变化较单一的砂岩、泥岩和碳酸盐岩，若其中没有裂缝或其他异常情况，地震数据中各道对应层位上的振幅值应该相等或差别不大；而且由于岩性单一或岩性变化较小，波阻抗差较小或没有，各地震记录的振幅值近似于连续，不存

在能量的突变或突变较小。即地震信号是连续的，无奇性或奇异性较小。如果存在大的奇异性，即有能量突跳、连续性较差，则表明有振幅异常。有振幅异常则说明有较大的波阻抗差存在，在排除其他人为或自然的干扰的情况下，可认为是地层异常——裂缝或裂隙带引起的地层属性的局部突变造成的。因此，对振幅纵向连续性的检测就是裂隙或裂隙流体的检测，表征其连续程度的大小——奇异性指数，是裂隙、孔洞或缝洞流体发育程度的判别标志。

对地震振幅连续程度的分析，就是地震信号的奇异性分析。确定奇异性的经典方法是观察其 FT 的衰减，当$\hat{f}(w)$满足

$$\int_{-\infty}^{\infty} |\hat{f}(w)|(1+w)\mathrm{d}w < +\infty \tag{4-22}$$

则对应函数$f(t)$在整个实数域R上是一致 Lipschitz 的。该式给出$f(t)$在整个实数全局正则性的一个充分条件，但该条件无法决定函数是否在局部某个点t_0更加正则。这是由于 Fourier 变换只是单纯的频率分析，不具有对空间变量进行信息定位的功能。而小波变换则有很好的时—频定位功能，它不仅检测函数的整体奇异性，还能局部检测奇异点，而且还能估算出相应的 Lipschitz 指数的大小。因此，小波变换特别适用于估计函数的局部奇异性，为检测函数或地震信号的局部或整体奇异性提供有力的工具。由定理：设$a<1$，函数$f(x)$在$[a,b]$上是一致 Hoelder 连续的，当且仅当存在常数C使对任意$x\in[a,b]$，其小波变换满足

$$|W_i \cdot f(x)| \leqslant C(2^{-j})^{a} \tag{4-23}$$

如果a是正的，说明该函数是连续的，无奇异性，则用不同尺度的小波函数对其进行小波变换，其结果是随着尺度j的减小，小波变换模极大值亦随着减小；反之，函数不连续，存在着突跳，即具有奇异性，小波变换模的极大值在尺度减小时反而增加（图 4－1），且 Hoelder 指数为负，越负说明越不连续、奇异性越大。因此，小波分形指数a（Hoelder 指数）是反映函数或地震信号奇异性的强有力工具，a的大小反映了地震信号奇异性的程度。其显著性反映了岩性单一的泥岩或碳酸盐岩局部缝洞的发育程度，因此，通过多尺度小波变换，利用最小二乘法可求出a，用a的大小来表征缝洞的发育级别及其流体的分布范围。

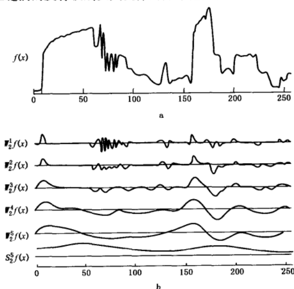


图 4－1　小波变换奇异性分析示意图

二、中心频率法

事实上，对于岩性较单一的碳酸盐岩古潜山，在其内幕如果没有裂缝或裂缝不发育，则地震波的反(散)射能量微弱，其波形比较单一平直、频率较低。反之，如果裂缝发育，地震波反(散)射能量就有明显的变化，波形复杂、扰动大、频率较高。因此，可以利用频率这个地震属性来研究岩性单一的古潜山碳酸盐岩裂缝的分布特征。

在众多的频率参数中，我们选择中心频率参数作为判别裂缝发育与否的指标：中心频率越高，裂缝越发育；频率越低，裂缝就越不发育。

三、熵算子地震裂缝检测方法

熵可以用来测量系统信息，在图像处理中，熵反映了图像灰度的变化程度。灰度变化越大熵越小，反之熵越大。该方法将输入的地震振幅切片当作一幅图像，并以像素为单位；选取一个窗口，滑动并覆盖整个图像；计算窗口的熵并且和阈值相比较，如果小于阈值，窗口的中心点就是边缘点，否则不是。因此，对于裂缝带和非裂缝带的边界，振幅变化较大，熵较小，裂缝边界和断层等有较明显的反映(图 4 -2)。

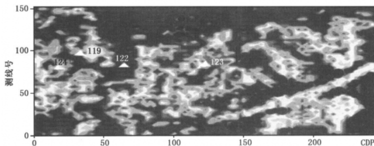


图 4 -2　GQ2 潜山顶界面熵算子裂缝检测结果

定义抽取图像边缘的熵算子如下

$$H = \frac{\sum_{i=0}^{n} P_i e^{1-P_i}}{e^{1-1/n}} \tag{4-24}$$

其中，

$$P_i = \frac{a_i}{\sum_{j=0}^{n} a_j} \tag{4-25}$$

式中，a_i 是图像中的像素的灰度值；n 是窗口中的像素点数。

熵算子很容易受到噪声的干扰，在图像边缘检测之前，应该滤除噪声。

四、模糊边缘裂缝检测方法

首先将待处理的 3D 地震振幅切片映射为一个模糊矩阵，然后求取隶属度函数，对隶属度函数进行非线性变换，使特征边缘的灰度值与背景的灰度值明显分离，增强异常与背景的对比，突出要检测的图像边缘，经反变换后获得模糊增强后的图像，最后利用滑动窗口求取边缘。图 4 -3 是模糊边缘检测裂缝的结果，钻井处的结果与实际地质情况吻合较好。检测步骤如下：

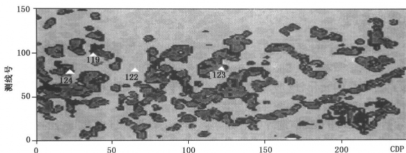


图 4－3　GQ2 潜山顶面模糊边缘裂缝检测结果

（1）求取隶属度函数。

取地震记录 l_{mn} 为实数，将 l_{mn} 的数值转换为大于等于零的值，取 $L=(l_{mn})_{\max}$

$$\mu_{mn} = G(l_{mn}) = \frac{l_{mn}}{L} \tag{4-26}$$

（2）模糊增强。

通常取 $r=2,\alpha=0.9,\beta=0.6$。表达式为

$$\mu'_{mn} = T_r(\mu_{mn}) = \underset{r\text{次}}{T_r(\cdots T_r(\mu_{mn})\cdots)}$$

$$T_r(\mu_{mn}) = \begin{cases} \dfrac{\alpha(l_{mn})\mu_{mn}^2}{\mu_c} & 0 \leqslant \mu_{mn} \leqslant \mu_c \\ 1 - \dfrac{(1-\mu_{mn})^2}{1-\mu_c}\beta(l_{mn}) & \mu_c < \mu_{mn} \leqslant 1 \end{cases} \tag{4-27}$$

（3）逆变换。

$$l'_{mn} = G^{-1}(\mu'_{mn}) = L\mu'_{mn} \tag{4-28}$$

（4）边缘检测。

$$E_{dges} = [l''_{mn}]_{M\times N} \tag{4-29}$$

式中

$$l''_{mn} = \left| l'_{mn} - \min_{Q}\{l'_{ij}\} \right| \tag{4-30}$$

Q 可以取为以坐标(m,n)为中心的 3×3 窗口。

五、高阶累积量检测方法

裂缝储层地震响应是具有非线性、非最小相位、非平稳、非正态分布等复杂特征的时间序列，高阶统计量方法比功率谱法和相关函数法包含更丰富的信息，更适宜于处理此类问题，因而我们引入了双谱（三阶统计量）的概念，发展了新的地震缝洞的识别和检测方法。

地震信号的双谱是其三阶相关的傅氏域的表示形式。利用地震记录计算得到双谱的振幅谱，对振幅谱提取主对角线方向的数值可以生成与地震记录对应的特征值记录。由双谱数据提取相位谱，生成相应的二值图像，求得它们的海明距离，达到降维的目的。求得的海明距离越小，说明两幅图越相似。如果海明距离等于零，则说明两幅图完全一样。

定义$\{x(n)\}$为零均值的k阶平稳随机过程，则该过程的三阶累积量定义为

$$R(\tau_1,\tau_2) = E\{x(k)x(k+\tau_1)x(k+\tau_2)\} \tag{4-31}$$

定义双谱的表达式如下

$$B(\omega_1,\omega_2) = \sum_{\tau_1=-\infty}^{\infty}\sum_{\tau_2=-\infty}^{\infty} R(\tau_1,\tau_2)\mathrm{e}^{-j(\omega_1\tau_1+\omega_2\tau_2)} \tag{4-32}$$

海明距离可以由下式给出

$$h = \sum_x \sum_y |f_1(x,y) - f_2(x,y)| \tag{4-33}$$

式中，h是两幅图的海明距离；$f_1(x,y)$是第一幅图的数值；$f_2(x,y)$是第二幅的数值。

双谱的振幅谱对于引起振幅变化较强的裂缝检测效果好，有利于检测尺度较大的断层或密度较大的裂缝发育带的分布；双谱的相位谱对于振幅微弱变化更加敏感，而且抗随机干扰能力强，可以很好地预测局部的小规模的裂缝发育带。

对实际地震资料的处理解释表明，单独利用振幅谱或者相位谱都不能准确地检测出所有裂缝带所在的位置。振幅谱的极大值和相位谱的极小值刚好反映所有裂缝存在的位置，同时利用振幅谱和相位谱进行裂缝检测，则能够准确地确定所有裂缝存在的位置。联合应用双谱检测的结果将提高裂缝发育带预测的精度和可靠性。通过叠合对比、解释图4－4和图4－5，裂缝发育带与钻井、测井资料吻合较好，且能起到与前述几种裂缝检测结果相互对比、补充的作用，有助于缝洞储层的可靠解释与预测。

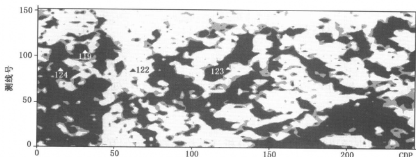


图4－4　GQ2潜山顶面双谱振幅谱的裂缝检测结果

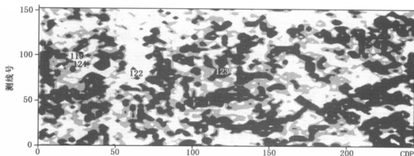


图4－5　GQ2潜山顶面双谱相位谱的裂缝检测结果

六、相干数据体检测方法

相干体技术的基本原理是：在偏移后的三维数据体中，对每一道每一个样点求其与周围数

据的相干性，形成一个表征相干性的三维数据体，即计算时窗内的数据相干性，并把这一结果赋予时窗中心样点。应用三维相干数据体切片进行构造、岩性和裂缝带解释，可帮助解释人员迅速认识整个工区的断裂及岩性等空间展布特征，从而达到提高解释速度与精度的目的。目前，相干数据体方法应用较广。其算法主要有3种：基于相关的算法、基于相似系数的算法和基于本征结构分析的算法。

相干体技术的3种算法在数学上可以用协方差矩阵统一起来。协方差矩阵表达了空间数据点之间的位置分布关系，可视为用列表方式确定一空间变量的坐标点位置，本征值和对应的本征向量解释为点的几何位置特征。坐标系中的一个点位置由矩阵的行元素确定，这样，$N\times N$ 阶协方差矩阵可表示为一个 N 维的以原点为中心的椭球面上的点在 N 维空间的坐标值（$N=2$ 为椭圆）。例如，一个 2×2 阶协方差矩阵在与原始观测点同一坐标系的空间内可以用两个向量描述，每个向量的始点为原点，终点坐标为变量的方差值和协方差值。方差值沿变量坐标轴放置，协方差值位于参与协方差计算的另一变量坐标上。确定协方差矩阵结构的向量终点的椭圆包含了观测点的全部特征。一般地（$N>2$），观测点位于相应维数的发散椭球面内。矩阵的本征向量确定了椭球面的主轴，对应原始观测坐标轴的倾角特征，而本征值等于椭球面半轴长度。

假设分析时窗中有 J 道地震数据，用 u_j 表示，坐标为 (x_j,y_j)。计算 $(2M+1)$ 个样点协方差矩阵 $\boldsymbol{C}$，计算时沿着一对视倾角 (p,q) 以时间 $t=n\Delta t$ 为时窗中心，即

$$\boldsymbol{C}(p,q)=\sum_{m=n-M}^{n+M}\begin{bmatrix}\bar{u}_{1m}\bar{u}_{1m} & \bar{u}_{1m}\bar{u}_{2m} & \cdots & \bar{u}_{1m}\bar{u}_{Jm}\\ \bar{u}_{2m}\bar{u}_{1m} & \bar{u}_{2m}\bar{u}_{2m} & \cdots & \bar{u}_{2m}\bar{u}_{Jm}\\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots\\ \bar{u}_{Jm}\bar{u}_{1m} & \bar{u}_{Jm}\bar{u}_{2m} & \cdots & \bar{u}_{Jm}\bar{u}_{Jm}\end{bmatrix} \tag{4-34}$$

这里，$\bar{u}_{jm}=u_j(m\Delta t-px_j-qy_j)$ 为在时间 $t=m\Delta t-px_j-py_j$ 处沿视倾角插值得到的地震道数据。

（一）相关算法

相关算法是根据随机过程的互相关分析计算相邻地震道的互相关函数来反映同相轴的不连续性。这种算法只能有3道参与计算，其沿视倾角 (p,q) 的相干值 C_1 为

$$C_1(p,q)=\left[\frac{C_{12}}{(C_{11}C_{22})^{1/2}}\frac{C_{13}}{(C_{11}C_{33})^{1/2}}\right]^{1/2} \tag{4-35}$$

式中，$C_{ii}(i=1,2)$ 为第 i 道的自相关量；$C_{ij}(i=1,2)$ 为第 i 道和第 j 道的互相关量；视倾角 (p,q) 中 p 和 q 分别为 x 方向和 y 方向上的地震道之间的时移量。

对含有相干噪声的资料，仅用两道数据确定视倾角会有很大误差，这是互相关算法的一个缺陷。另外，每一道与其相邻道在任意时刻、任意延迟的互相关值形成了一个不同的 2×2 阶协方差矩阵。如果对方程进行扩充，使之适合于3道以上的数据，需要用特征插值分析方法对高阶协方差矩阵进行更全面的分析。高阶协方差矩阵特征求解的计算量相当大，对于大数据量的三维地震数据显然不合适。再者，3点互相关算法假设地震道是零平均信号，当相关时窗长度超过地震子波长度时，这种假设才基本成立，即要求窗口大于地震反射的最长周期，显然，这将降低相干体数据的垂向分辨率。

（二）相似系数算法

Neidell 和 Taner 定义的相似系数 S_c 为

$$S_c = \frac{\sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{J} f_{i,j}^2}{N \sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{J} f_{i,j}^2} \tag{4-36}$$

式中，j为道号；i为样点序号；$f_{i,j}$表示样点(i,j)的振幅值。

为了求和，选取合适的时窗，从J道中每道取N个样点。将该算法写成矩阵形式，可以得到沿视倾角(p,q)的相干值为

$$S_c = \frac{\boldsymbol{u}^{\mathrm{T}} \boldsymbol{C} \boldsymbol{u}}{tr(\boldsymbol{C})} \tag{4-37}$$

式中，$\boldsymbol{u} = \sqrt{J}[1,1,\cdots,1]^{\mathrm{T}}$；$tr(\boldsymbol{C})$为协方差矩阵的迹。

将协方差矩阵$\boldsymbol{C}$进行特征分解得

$$\boldsymbol{C} = \boldsymbol{V} \boldsymbol{\Lambda} \boldsymbol{V}^{\mathrm{T}} \tag{4-38}$$

式中，$\boldsymbol{\Lambda}$为将特征值降序排列的对角矩阵；$\boldsymbol{V}$的列向量为对应的特征向量，即$\boldsymbol{V} = [v_1, v_2, \cdots, v_J]$。因为$\boldsymbol{V}$的列向量是一组标准正交基，向量$\boldsymbol{u}$可以表示为

$$\boldsymbol{u} = \beta_1 v_1 + \beta_2 v_2 + \cdots + \beta_J v_J \tag{4-39}$$

其中，β_1是$\boldsymbol{u}$和v_i夹角的余弦，即$\beta_1 = \boldsymbol{u}^{\mathrm{T}} v_j = \cos\theta_j$，代入相似系数公式可得

$$S_c = (\lambda_1 \cos^2\theta_1 + \lambda_2 \cos^2\theta_2 + \cdots + \lambda_J \cos^2\theta_J) / tr(\boldsymbol{C}) \tag{4-40}$$

式中，$\lambda_i (i=1,2,\cdots,J)$为协方差矩阵$\boldsymbol{C}$按降序排列的特征值。

应用该算法可以对任意多道地震数据计算相干性；对地震资料的质量限制不很严格；能够较精确地计算有噪声数据的相干性、倾角和方位角；用一个适当大小的分析窗口，能够较好地解决提高分辨率和提高信噪比之间的矛盾，而用相关算法则不能解决这个问题。因此，该算法具有较好的适用性和分辨率，而且具有相当快的计算速度。

（三）基于本征结构分析的算法

将协方差矩阵$\boldsymbol{C}$特征分解后，特征值按降序排列。根据主元素分析的原理，可以得到相干体基于本征结构分析的算法。在主元素分析中，第一主元素总是通过协方差矩阵本征向量构成的立体角与发散椭球面长轴吻合。观测的总方差（变异）为每个输入变量方差之和。观测点集合的这一特征在变换为坐标轴沿发散椭球面轴线（沿主元素）的新坐标时不改变。因为此时保持了坐标位置和观测点与原点距离不变。这样，当原始观测点投影到主元素时，总变异按新变量重新分配。椭球面的主轴是由矩阵的本征向量确定的，本征值等于椭球面半轴长度。因此，最大本征值反映了原始观测点信息的公共部分，即相干性。协方差矩阵的迹即所有本征值之和反映了原始观测点的总信息。这样，沿视倾角(p,q)的相干性计算式为

$$C_3(p,q) = \frac{\lambda_1}{\sum_{j=1}^{J} \lambda_j} = \frac{\lambda_1}{tr(\boldsymbol{C})} \tag{4-41}$$

式中，$\lambda_j (j=1,2,\cdots,J)$为协方差矩阵$\boldsymbol{C}$的本征值，按降序排列。

对于式（4-40），当$\theta_1 = 0$、$\theta_2 = \theta_3 = \theta_j = \pi/2jf$时，$S_c = C_3$。此时由式（4-39）可得$\boldsymbol{u} = \boldsymbol{v}_1$。所以，在相似系数$S_c$计算过程中，投影向量$\boldsymbol{u}$是固定不变的；而计算$C_3$时，投影向量$\boldsymbol{v}_1$是不断变化的。根据瑞雷商率法则，对于任何标准向量（$\| \boldsymbol{u} \|_2 = 1$）和半正定的矩阵$\boldsymbol{C}$有$\lambda_1 \geqslant \boldsymbol{u}^{\mathrm{T}} \boldsymbol{C} \boldsymbol{u} \geqslant \lambda_J$。其中$\lambda_1$和$\lambda_J$分别是$\boldsymbol{C}$的最大和最小特征值。于是，可以得出

$$C_3 \geqslant S_c \geqslant \frac{\lambda_1}{tr(\boldsymbol{C})} \tag{4-42}$$

由式(4－42)看出，基于本征结构分析的相干体的数值恒大于相似系数相干体的数值，并更能突出数据体中的不相干性。

由以上分析可知，基于本征结构分析的算法也是多道参与计算，而且应用了主元素分析的思想。主元素分析实质上是一种线性滤波，因此，在噪声存在的情况下也能提供理想的分辨率(优于前两种算法)。但由于使用了矩阵的本征结构分析，计算相当耗时。由于半正定矩阵的迹等于所有本征值之和，所以该算法主要归结为协方差矩阵最大本征值的计算。

(四)小波多分辨率相干数据体

多分辨率分析又叫多尺度分析，其中小波变换是其主要的分析手段。同傅氏变换相比较，小波变换具有更好的局部化特性，可以任意调节空间的分辨率，即有“变焦”功能。

小波变换定义为

$$Wf(s,u) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x)\sqrt{s}\psi[s(x-u)]\mathrm{d}x \tag{4-43}$$

式中，s 为尺度参数；u 为传播参数(时间或空间值)。

小波变换的分辨率随尺度(缩放因子)s 变化。即随着尺度的变小，其时间分辨率变得越来越精细。

为提高计算速度，在实际应用时，常采用 Mallat 算法把信号按不同的尺度分解成离散细节 $W_2^j f$ 和离散逼近 $S_2^j f$，即

$$W_2^{j+1}f = S_2^j f \times High_j \tag{4-44}$$

$$S_2^{j+1}f = S_2^j f \times Low_j \tag{4-45}$$

式(4－44)和式(4－45)中的 $High$ 和 Low 为一对正交错像滤波器。对给定的小波，$High$ 和 Low 确定；$j=0,1,\cdots,J-1$ 为对应分解次数，如 $j=0$ 表示第 1 次分解，其他类推；2^j 为分析尺度。每做一次小波变换，得到两个结果：一是小波细节，也就是我们通常所说的某个尺度的小波变换，它实际上是高通滤波的结果；另一个是小波逼近，它实际上是低通滤波的结果。下一次分解，以上一次分解的小波逼近为输入，便得到更粗尺度的小波细节和小波逼近。如此分解下去，直到剩下的低频信号不可再分为止。一般情况下，利用 4～5 个二进小波通道就可以对地震信号进行较完整的分解。对原始三维地震数据体每道都做小波变换，再按数据体排序，即可得到多个分频数据体；然后再对每个分频数据体进行相干体的计算，可望得到检测效果最好的分频相干体。

第四节　含噪声地震缝洞信息的识别

边缘检测技术是缝洞发育带检测的主要方法，受到噪声干扰的边缘的去噪问题十分关键，因此本节以保边(缘)去噪(音)为重点研究内容。

令信号为 $S(t)$，干扰(噪声)信号为 $N(t)$，二者相干后的信号为 $A(t)$，即 $A(t)=S(t)+N(t)$。为了在 $A(t)$ 中消除 $N(t)$，恢复原信号 $S(t)$ 的真实性，常采用统计平均的办法。由于统计平均法的平均效应，常使原信号的突变带发生畸变。为了克服这个缺点，信息保真边缘检测方法(后面简称边缘保真)采用了均值均差及边缘保真等系列算法。其中求均差极小点所对应的均值是边缘保真的关键技术方法。

一、均值计算原理

为增强信号的保真度，常采用均值算法压制信号中的干扰噪声。均值计算的基本思想非

常简单:在给定因子范围内对原始数据取均值,然后将因子沿空间坐标方向不断滑动,直至由坐标始点到终点。这种计算可分为一维、二维、三维和多维。这里只讨论一维和二维的情况。

(一)一维计算式

设j为原始数据离散点的顺序号;i为滑动因子内点的顺序号;I为滑动因子总点数。则平均振幅为

$$\bar{A}(j) = \frac{1}{I}\sum_{i=j-(I-1)/2}^{j+(I-1)/2} A(i) \tag{4-46}$$

(二)二维计算式

设k,j为二维数据x,y方向上点的顺序号;l,i为二维因子内x,y方向的顺序号;L,I为因子x,y方向上的总点数。则二维平均振幅

$$\bar{A}(j,k) = \frac{1}{I\cdot L}\sum_{l=k-(L-1)/2}^{k+(L-1)/2}\sum_{i=j-(I-1)/2}^{j+(I-1)/2} A(i,l) \tag{4-47}$$

二、均差计算原理

计算均差的基本思想是求取均值与每个原值离差模的平均值。

(一)一维均差计算式

令$\overline{DA}(j)$为第j点的均差值。其计算式为

$$\overline{DA}(j) = \frac{1}{I}\sum_{i=j-(I-1)/2}^{j+(I-1)/2} \mid \bar{A}(j) - A(il) \mid \tag{4-48}$$

(二)二维均差计算式

令

$$\overline{DA}(j,k) = \frac{1}{I\cdot l}\sum_{l=k-(L-1)/2}^{k+(L-1)/2}\sum_{il=j-(I-1)/2}^{j+(I-1)/2} \mid \bar{A}(j,k) - A(l,il) \mid \tag{4-49}$$

(4-48)式和(4-49)式中每个符号的物理含义同均值计算原理部分。

三、边缘保真计算原理

边缘保真计算的基本思想是寻找与考查点相关的最小均差所对应的均值,这样可使原信号的边缘陡棱的位置恢复正常。用偏微分的办法求均差的极小值。

(一)一维计算式

当

$$\frac{\partial\,\overline{DA}(j)}{\partial j} = 0,\quad \frac{\partial^2\,\overline{DA}(j)}{\partial j^2} > 0 \tag{4-50}$$

时$\overline{DA}(j)$为极小,它所对应的均值$\bar{A}(j)$为所求。

(二)二维计算式

当

$$\left.\begin{aligned}&\frac{\partial\,\overline{DA}(j,k)}{\partial j} = 0,\frac{\partial\,\overline{DA}(j,k)}{\partial k} = 0\\&\left[\frac{\partial^2\,\overline{DA}(j,k)}{\partial j\partial k}\right]^2 - \frac{\partial^2\,\overline{DA}(j,k)}{\partial j^2}\cdot\frac{\partial^2\,\overline{DA}(j,k)}{\partial k^2} < 0\\&\frac{\partial^2\,\overline{DA}(j,k)}{\partial j^2} > 0\end{aligned}\right\} \tag{4-51}$$

时,$\overline{DA}(j,k)$为极小,它所对应的均值$\bar{A}(j,k)$为所求。

图4-6中,图a为一突变边缘;图b是带有噪声的突变边缘;图c是对图b进行一般平滑

滤波的结果，噪声虽然大大降低，但是与图 a 相比，边缘变缓了。能否既消除噪声又能保持原来的边缘不畸变，这是人们的普遍愿望，但通常的去噪方法很难解决此难题。为此我们采用了 Yi Luo (2002) 的保边平滑滤波思路，并加以改进形成了保边去噪方法。

图 4 -6d 是保边去噪在因子长度为 17 时的结果，噪声大为降低，边缘得到较好的保持。当因子长度为 71 时，边缘保真结果与原始数据几乎一致，见图 4 -6a 和 f。而一般平滑滤波（因子也选为 71）的结果很不理想，见图 4 -6e。

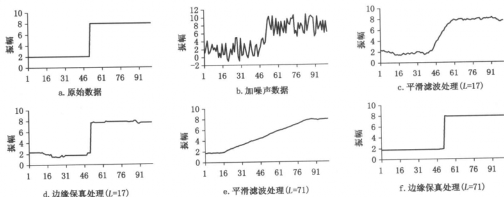


图 4 -6　边缘保真去噪处理的基本步骤与参数实验

图 4 -7a 是模拟带有噪声的一个河道，边缘被模糊了；图 4 -7b 是保边去噪的结果，使用 5 ×5 的二维保边去噪因子。其边界已相当清楚了。值得注意的是，保边去噪的滤波因子也是多尺度的，实际使用时必须做到尺度匹配，否则会使保边去噪的效果变差。

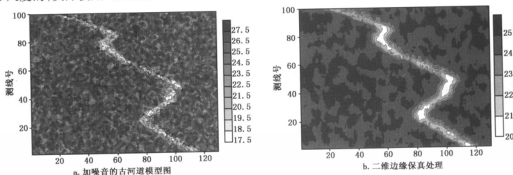


图 4 -7　古河道模型的保边去噪处理结果

第五章 碳酸盐岩潜山缝洞发育带综合预测

第一节 缝洞发育带综合预测的基本问题

通常，储层预测的主要研究内容包括5方面：储层的宏观空间展布；储层的几何形态，包括储层顶面构造形态及储层厚度；储层的物性，如孔、渗、饱等参数的大小；储层含流体的状况；油气的保存条件，即生、储、盖组合关系等。实践证明，采用地震、地质、钻井、测井等多种资料综合的办法对介质较均匀或缓慢变化的储层进行预测是比较有效的，如对厚层含油气砂体的预测成功率较高。在这种预测中，地震法的核心技术是利用线性和广义非线性反演法反演地层速度和波阻抗信息，并利用地震波的各种属性参数进行综合预测。

到目前为止，对致密岩石（如碳酸盐岩、火成岩、致密砂岩、泥岩等）中的缝洞型储层的综合预测仍是备受关注的前沿性研究课题。其难度在于不仅要弄清这些岩层本身的空间展布、几何形态、物理性质、生储盖组合规律等，更重要的是要预测该类岩层顶界面及内幕缝洞发育带的空间分布和缝洞中充填物的物理性质。然而，碳酸盐岩地层中缝洞的分布具有极强的非均质性和多尺度性，又由于测井、钻井资料在横向上的局限性、地下地质资料获取的间接性、复合地震波的复杂性和低分辨特性，以及其他各种干扰的因素影响，致使储层缝洞的有效预测十分困难。

致密岩层缝洞预测的实质性突破是一个长期过程，在当前条件有限的情况下，应尽量寻求新的理论和方法，并建立新方法和传统有效的老方法相结合的缝洞综合预测技术体系。近年来的研究与实践证明，引入新的理论和新的算法对储层缝洞进行综合预测是可能的。通过岩石物理实验研究、缝洞介质地震波传播理论研究以及潜山缝洞地质模型的波动方程正演模拟等研究，可为储层缝洞地震检测及储层缝洞综合预测技术系列的形成打下坚实的理论基础。在此基础上研制的一系列新的地震缝洞检测方法，使隐藏在常规地震复合波中的缝洞信息得到突出和显现，并在缝洞波场传播理论的指导下，对缝洞的地震响应特征有了新的认识，提高了多源信息综合预测的可信度，使缝洞发育的有利区带的综合预测得以实现。

第二节 缝洞发育带综合预测的技术关键

与缝洞相关的信息有很多，按尺度大小可分为5大类：大尺度的区域地质和物探信息；中尺度的物探资料（以三维地震为主）；小尺度的测井和钻井资料；细尺度的模型实验测试数据；微观尺度的显微镜下的观察数据。另外，地质录井和开发动态信息与缝洞带的识别和评价也是息息相关的。

综合预测的任务就是如何将这些不同尺度下的多源信息进行沟通、连接与综合利用，构成一个多元结构、多种层次、整体性强的复杂系统，并对储层缝洞进行综合预测。由于三维地震资料的缝洞检测可给出研究区内目的层时—空域内多维空间的缝洞信息，而地质和测井钻井等方法都难以做到，所以在储层缝洞综合预测中三维地震缝洞检测信息起主导作用。但不同

地震缝洞检测值所代表的缝洞发育级别必须经过测井、录井、开发资料的标定后才能进行空间展布显示，而缝洞发育规律空间特征的地质含义又需经过与区域地质、构造、断层、古岩溶、古水系等资料进行相关性分析来确定。经过标定和相关性分析及效果显著性检验后，上述多源信息资料便可用于储层缝洞发育带的综合预测。

实践证明，除了要求多源信息中每个信息的原始资料可靠、保真外，在储层缝洞综合预测中，对地震资料有效信息的概念、识别原则、提取方法、标定方法以及油气储集体与构造、断裂分布之间的关系等均又有别于常规地震法，或在常规基础上增补新的理论、认识和方法技术。这是利用地震资料进行储层缝洞带综合预测中的技术关键之一。关键之二是如何将不同尺度信息综合利用，提高储层缝洞预测的可靠性。

第三节　大中尺度地震勘探的地质任务

随着油气勘探事业的发展，地震勘探也由构造油气藏勘探过渡到岩性油气藏及构造—岩性复合式油气藏的勘探，现在又进入到裂缝、构造、岩性复合式油气藏勘探的新阶段。不同勘探阶段的地质任务不同，地震勘探的测网尺度不同，所用的地震勘探理论与方法技术也不完全相同。

一、地震勘探测网尺度与地质任务

(1)地震的线路普查，也叫区域普查勘探。采用的是穿过整个区域构造单元的长测线，线距一般在几十到上百公里，可与重磁，尤其是航空磁测资料共同解释。这个阶段所能完成的地质任务是：了解基岩的起伏及性质，查明沉积岩的总厚度，落实深大断裂位置、延伸方向及性质，划分盆地边界，查明大的构造形态，研究盆地构造演化过程，圈定含油气的远景区。

(2)地震面积普查阶段。采用的是二维测网，测网间距以不漏掉二级构造及古潜山为原则。这个阶段需要完成的地质任务是：寻找二级构造及古潜山带，预测可能存在的构造大小及其走向、大断层的分布及性质和地层分布规律。

(3)地震构造详查阶段。采用的测网是垂直构造走向的主测线，线距一般为1～2km，联络测线的线距可适当地宽一些。这个阶段的地质任务是：进一步查明局部构造，落实构造大小、形态、高点位置、闭合幅度及与邻近构造的关系，落实目的层厚度及上、下层接触关系，查明断层的断距大小、延伸长度、断层性质及所处的构造部位和空间展布特征等，为布设探井提供依据。

(4)地震构造、断层细测阶段。采用的测网间距以弄清断层及断块为目的，可以是1km甚至更小，在具有特殊地质意义的部位要加密测线。这个阶段要进一步落实构造高点、闭合幅度、圈闭面积，更重要的是要查清断层、断块形态以及不同方向断层的错断关系等，为评价井以及开发井的布设提供可靠的构造依据。

归纳起来，上述勘探阶段均属于大、中尺度的地震勘探。

二、地震有效信息及其识别

(一)有效波概念

地震记录中包含具有地质意义的有效波和不具有地质意义的干扰波，然而在地震资料处理和解释中，有效波和干扰波是相对的，没有严格的界线。例如在地震资料处理中提取静校正量时，要利用规则的直达波和初至折射波，此时，这两种波就看成是有效的(有用的)，其他规则的及非规则的波均看成是干扰波。长期以来，在大、中尺度地震勘探中，地震资料解释是以

反射 P 波为研究对象的，其他的如折射波、横波和规则干扰及非规则干扰波都视为干扰波。因此在纵波勘探中人们就将 P 波确定为有效波。

（二）有效波的识别原则

在常规大、中尺度的地震勘探中，有效波的识别原则如下：

(1)能量标志。有效波必须突出在干扰（指随机干扰）背景之上，即有效波的能量必须大于干扰波的能量，使之有一定的信噪比。信噪比越高，有效信号就越可靠。

(2)相位及波形标志。相邻道同一反射层到达时间相近，波形相似，波峰或波谷（相位）个数相同。相邻道同层同一相位的连线称为同相轴。同相轴在相邻多道记录中有一定的连续性。

(3)波组标志。在无断层情况下，相邻道同一构造层的波组特征是相近的。

通常对大、中尺度的构造、断层及较厚砂层的勘探，识别及预测一直沿用着上述有效波的概念及标志。在地震资料解释中，反射同相轴的对比追踪也应用了能量和波形标志。但在制作构造图时，只用了反射波的到达时间和地震波的传播速度等地震波的运动学信息。这表明，长期以来的大、中尺度地震勘探只应用了几何地震学的理论与方法技术。目前不但要找大、中型的油气藏，还要进一步寻找小尺度的裂缝型油气藏和小的薄砂体型油气藏。对于这种大、中、小型油气藏均要同时考虑的地质任务，只用几何地震学的理论与方法技术已不能胜任。

第四节　小尺度缝洞发育带地震信息的识别

一、地震几何分辨率的局限性与对策

在第二章中曾介绍了地震波的分辨率问题。地震波几何（运动学）分辨率受第一菲涅尔带半径长度的制约。菲涅尔带是多尺度的。经过偏移处理的地震资料其菲涅尔带大小受地层速度和子波频率的限制：地层速度越高，子波频率越低，第一菲涅尔带的长度越大，对小尺度地质体的分辨能力越低；反之分辨能力高。

由于地层速度是客观存在的，人们不可改变。因此，为提高地震几何分辨率，只有提高地震波的主频和增宽频带，提高记录的空间波数和采样频率，即减小道间距 Δx 和时间采样间隔 Δt，增加主频。但是 Δx 和 Δt 的减小会大大增加勘探成本，多数情况下只能利用现有资料进行解释，这就限制了地震勘探的分辨率。目前用于碳酸盐岩缝洞发育带识别和预测的地震资料很多是多年采集的多个三维区块数据体进行连片重新处理而成的。其网格一般为 20m ×20m 或 25m ×25m。即线距和道间距 Δx 一般为 20m 或 25m，时间采样间隔 Δt 多数为 2ms。多次采集的地震资料，其品质和分辨率不一致，使分辨率的提高进一步受到限制。另外，地震子波激发频率也难以提高，且目的层埋藏深度大，有时达 4000 ~5000m 以上，地震波在远距离传播过程中受吸收与发散作用以及储层中缝洞的散射的影响，使目的层地震波主频仅有 18 ~25Hz，频带宽度只有 10 ~50Hz。特别地，对于岩性致密的碳酸盐岩，地层速度高达 6000m/s 以上，使第一菲涅尔带半宽度一般高达 60 ~75m，分辨率又大大降低。在这样的分辨率下，欲识别小尺度的裂缝发育带和细小薄砂体，用常规几何地震学方法是难以完成的。如何处理这一尖锐的矛盾？我们先看以下的例子。图 5 -1 中：图 a 是人工设计的薄透镜体地质模型；图 b 是其对应的理论地震记录，在记录中只看到一根同相轴，见不到薄层的几何形态；图 c 是沿层小波分频剖面功率谱主能量等值线图，该图明显地告诉人们，在这个剖面段存在一个薄透镜体异常，

并能确定其横向上的准确边界(第 10 道和第 40 道)。图中示出的边界值与地层模型设计值完全吻合。

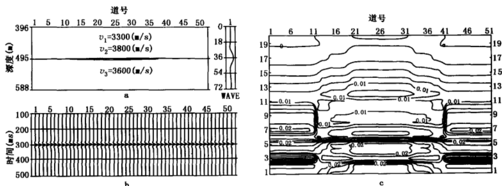


图 5 -1　薄小砂体地质模型(a)的地震合成记录(b)及其小波分频功率谱主能量等值线图(c)

上述例子表明利用几何地震学在时间域去识别储层缝洞发育带和风化溶蚀层或薄砂体等小尺度地质异常体是无能为力的。为提高对这些地质体的勘探、识别能力,应将地震记录从时间域转换到时—频域,从只习惯利用地震波的运动学属性参数转变到综合应用地震波动力学和运动学属性参数的观念上来。这是在现有地震分辨率条件下识别缝洞发育带和细小地质异常的有效思路与方法。当然,分辨率的根本性改善需要进一步减小 Δx 和 Δt 并有效地提高地震波的主频和信噪比。

二、地震波动力学属性参数的识别原则

(一)动力学属性参数利用的物理模型实验依据

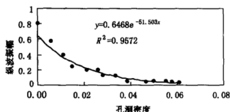
在第二章中已介绍了第一菲涅尔带、裂缝密度、裂缝张开度等基本概念。图 2 -12 ~图 2 -19 及图 5 -2 展示了裂缝参数与地震属性参数之间的关系,充分证明地震波动力学响应参数对裂缝参数变化的敏感度远高于地震波的运动学属性参数。例如,在图 5 -3 物理模型实验结果给出的动力学参数和运动学参数的变化率与裂缝密度(裂缝张开度的减小就等价于裂缝密度的增加)的关系曲线中,速度的变化率仅是 4%,而振幅的变化率可达 1400%,品质因数和频率的变化率是 60% 和 42%。这表明地震波动力学参数变化率比运动学参数变化率对岩石裂缝密度变化的敏感度高出 1 ~3 个数量级。

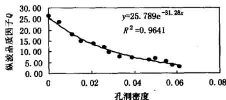
上述结果告诉我们:在识别、描述致密储层中缝洞发育带和薄小异常地质体时,采用地震波动力学属性参数,或以动力学为主结合运动学属性参数进行综合识别或预测将提高裂缝识别的可靠性和成功率。这是我们将地震波动力学属性参数用于裂缝及岩性油气藏识别和预测的重要物理实验依据。

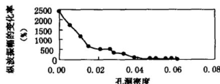
(二)动力学属性参数利用的数值模拟依据

在第三章中对裂缝储层地震响应特征进行了较全面的描述,并得到了新的重要认识。这里还想从裂缝发育带的宽度、厚度、地震波场响应特征与第一菲涅尔带之间的关系进一步说明利用地震波动力学属性的重要性。

(1)裂缝发育带的宽度:图 3 -26 地质模型剖面中最左边有两条裂缝,在偏移剖面中与其对应的响应存在,并很弱,但响应宽度却大于裂缝带的宽度。由于这个裂缝带很窄,且与相邻







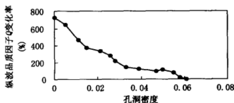
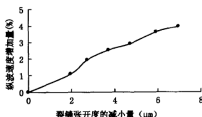
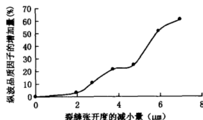
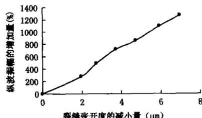


图 5－2　振幅、品质因子变化率与振幅、品质因子对孔洞密度变化的敏感性比较图







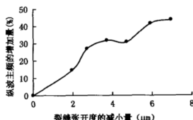


图 5－3　速度、振幅、品质因子、主频等自身的相对变化率对裂缝密度（张开变减小，就是裂缝密度增加）敏感性的比较图

裂缝带相距较远，第一菲涅尔带内的裂缝密度小，使地震响应弱，横向响应范围小，与相邻裂缝带的地震响应没发生调谐，所以这个裂缝带所对应的地震响应宽度、边界是清楚的。图中其他裂缝带较宽，使第一菲涅尔带内的裂缝密度大，产生的地震响应能量强，横向延伸较宽且能量逐渐衰减，且与相邻裂缝带的地震响应相调谐，故在偏移剖面中很难直接确定裂缝发育带的边界。

（2）裂缝发育带的厚度：由图 3－27 地震模型中可见到，古潜山的高点处都存在一个较薄的风化、溶蚀发育带，在对应的偏移剖面中，用几何地震学的观点认为，潜山顶面的地震反射是一个能量强、连续性好、品质高的同相轴，对构造解释十分有利，然而却无法识别分辨出风化溶蚀层。经仔细分析可知，存在风化溶蚀层的反射段能量强、频率低、相位或波形也有变化。

（3）从无序分布的裂缝发育带中寻找地震有效信息。

上面给出的裂缝发育带地震波场数值模拟剖面均未加噪声背景，用肉眼还能看到裂缝发育带处的地震波场动力学特征，然而实际记录中都含有不同程度的噪声，尤其是用于裂缝检测的地震记录，要求保振幅，对噪声采用了弱压制，因此裂缝信息经常隐含在噪声之中。在剖面上很难用直观的办法指出哪些响应是裂缝的有效信息。只有在沿层的水平切片上，那些具有一定空间展布规律的信息才有可能是反映裂缝的有效信息。

一般情况下地震波按球面传播，如果介质是均匀的，当球面波前到达界面时，在界面以下将形成以第一菲涅尔带宽度为直径的半球体，如果只考虑二维剖面的话，就是半圆。地震检波器所接收到的地质界面反射信息是以反射点为中心的菲涅尔带内界面段反射信息的综合。当反射点没有落在裂缝带上时，只要以反射点为中心的菲涅尔带内存在裂缝发育带，且裂缝密度足够大，那么检波器接收的该反射点的信息中就含有裂缝信息。识别这些裂缝信息主要依靠地震复合波及其动力学属性参数。

为此，提出了下述裂缝有效信息的识别原则或条件。

第一，经地震采集、处理和解释后，在第一菲涅尔带范围内，缝洞存在与否的地震波响应特征的差异依然存在，且缝洞密度愈大，地震波场的差异愈大，具有可识别性。

第二，波场差异的时空展布受一定的地质规律控制，具有可解释性。

第三，在纵向上（地震剖面）无序的裂缝信息，可能在横向上（地震水平切片）有一定的边界和延续规律（有序性）；利用运动学属性参数不能识别的信息，应采用动力学属性参数的检测方法，或二者结合；在时—空域不能分辨的小尺度裂缝带信息，应转换到频率—波数域或混合域中去。总之，检测和预测的思路和方法要注意灵活性与多样性。

第五节　碳酸盐岩储层缝洞发育带地震预测与评价

一、碳酸盐岩储层缝洞发育带和地震缝洞发育体元的概念

碳酸盐岩缝洞储层预测与碳酸盐岩储层缝洞预测是两个不同的概念。前者是指对含缝洞储层的宏观空间展布、几何形态、储层物性、含流体状况、油气保存条件及生、储、盖组合等进行预测，涉及问题的面较宽。碳酸盐岩储层物性不仅仅是孔、渗、饱中"孔"的问题，而是缝洞孔的问题。后者只是对碳酸盐岩地层内部缝洞发育带的空间展布进行预测。这说明碳酸盐岩储层缝洞预测仅是缝洞储层预测的一个组成部分，讨论的问题比较局限。

通常，储层预测中的物性预测并不是预测每个孔隙的大小，而是预测含某种孔隙的岩层以及该岩层的分布和发育情况（简称岩层发育带）。同理，缝洞型储层中的物性预测也不是仅预测单个的缝洞，或单个的孔隙，而是要预测由多个缝、洞、孔组合起来的缝洞发育带或地震缝洞发育体（积单）元。这里给出的地震缝洞发育体元是指在地震尺度可识别条件下的那些孤立的缝洞发育储集体。在地震缝洞检测平面或立体图上，它表现出具有非规则的几何外形，它的周围被地震检测认为缝洞不发育或极不发育的岩体所包围。这种缝洞发育体元，在区域地质所划分出的宏观缝洞发育区带内有较多的分布，且多数情况下呈非规则的分布，在地质划分的缝洞发育区带外也有发育，但分布密度较小。

二、储层缝洞发育带地震预测与评价

（一）储层缝洞发育带地震预测的基本步骤

储层缝洞预测的任务在于弄清各类缝洞发育带的空间展布特征，并指出有利油气勘探与

开发的缝洞发育带的空间位置。预测的基本步骤为:(1)对常规的三维地震数据体进行不同方法、不同参数的地震检测处理,将原始数据转换成能反映缝洞时空分布特征和发育程度的数据,这种数据通常称为缝洞检测值;(2)采用测井—地震信息相关方法,根据井中储层分类标准建立缝洞检测值的分类标准,按缝洞检测值的大小和其所代表的缝洞发育程度对检测数据进行分类,划分成不同的数据段并以不同的颜色或符号加以显示;(3)对各类缝洞发育带的空间展布特征进行描述与综合分析,指出有利缝洞发育带的空间位置。

在碳酸盐岩储层缝洞发育带的地震预测中,采用上述步骤是比较有效的。

(二)储层缝洞发育带的地震预测评价

概括地说,储层缝洞发育带的地震预测评价系指对不同地震缝洞预测方法用于不同类型缝洞发育带的预测效果及可靠程度的评价。它所包括的基本内容有:(1)研究和分析不同类型缝洞发育带地震波场响应的主要特征;(2)针对地震波场响应的不同特征,选择不同的地震检测方法;(3)评价不同方法的检测效果、检验缝洞发育级别划分标准的实用性、比较地震预测结果与井中资料揭示的缝洞发育情况的吻合程度。本节只对主要地震缝洞检测方法进行评价,其他的地震预测评价工作放到应用实例中去阐述。

三、缝洞发育带的地震响应特征及地震检测方法的选择

缝洞发育带的地震响应特征与缝洞带的类型密切相关。缝洞的类型不同,则对应的地质任务的尺度亦不相同,地震反射同相轴的追踪与层位对比方法会有较大差异,缝洞发育带的地震检测方法或方法组合的选择也不同。

(一)缝洞发育带的类型及其地震响应特征

与地质上的分类原则不同,地震上缝洞发育带是以地震检测方法的识别能力来分类的。按照地震方法的分类原则可将缝洞发育带分为以下4类。

(1)具有明显断距和一定宽度的构造断层或具有较大延伸长度与宽度的古河道、古冲沟,以及喀斯特古地貌中具有一定规模的落水洞和暗河等大型溶蚀洞穴可视为第1类缝洞发育带。其对应的地震响应特征为:反射同相轴有明显的时间错动或有一定幅度的上下抖动、总体上反射波的动力学特征较稳定。

(2)第2类缝洞发育带是那些有较小断距的构造断层以及较小、较窄的分叉河道和明显的喀斯特古地貌发育区。其地震响应特征:用肉眼能识别的反射同相轴上小的错断或扭曲;在喀斯特古地貌区段,地震反射同相轴上出现低频小幅度抖动或高频较大幅度的抖动;反射波的动力学特征在横向上有较明显的变化。

(3)出现在内幕褶皱块断山或内幕褶皱残丘山或大突起斜坡带的古残丘等类潜山中的缝洞密度较小的裂缝和溶洞,其潜山面在较大范围内有起伏,潜山面以下存在隐伏断层和溶洞、暗河,但在巨厚的碳酸盐岩层内幕已无法确定断层的断距。这一类型的缝洞可视为第3类缝洞发育带。其地震响应特征为:潜山顶面的反射波同相轴比较光滑,密度较小的缝洞在反射波同相轴上无明显的几何特征,但有可分辨的动力学特征。

(4)对应较平坦的岩溶台地、浅洼;地层的沉积间断时间较短,风化剥蚀作用较小,岩溶作用较弱,只存在较小的张性裂缝;在台地边缘斜坡带有时会有边滩和生物礁。这种裂缝发育带属于孔隙—裂缝型,称为第4类缝洞发育带。它们的地震响应特征为:反射同相轴连续性好、品质高;无明显的地震波运动学特征,动力学特征比较弱。

（二）地震检测方法选择

（1）对属于大尺度的缝洞发育带，可采用大尺度的不连续性地震检测方法，如相干数据体法、小波多尺度边缘检测法中的大尺度方法、广义希尔伯特变换、熵算子、高阶统计量、保边压噪、正弦相位时间切片、高斯—拉普拉斯边缘检测、主振幅和中心频率等方法。

（2）第2类裂缝发育带的地震响应既具有一定的几何运动学特征又具有一定的动力学特征，因此检测方法应选择多尺度方法。如多尺度小波边缘检测、广义希尔伯特变换、正弦相位时间切片、相干数据体等方法。

（3）第3类裂缝发育带的地震响应有明显的动力学特征，相应的地震检测方法应以小尺度为主，大尺度为辅。可选用小波多尺度边缘检测、图像边缘（RISCH、SOBEL、ROBERT）检测、小波分形指数等方法。

（4）第4种裂缝发育带属于孔隙—裂缝型，地震属性以等效介质理论为基础的动力学响应特征为主。地震检测方法应选择小尺度的、抗噪能力强的边缘检测类方法。

四、缝洞发育带地震检测方法评价

下面各方法出现的顺序不是按方法的优劣排列的。其实对每种方法都不应给出绝对好坏的评价，只能说一种方法对某种地质结构可能效果很好，而对另外的地质结构可能效果稍差。因此，对地震检测方法的评价只能从方法本身的分辨能力及它对不同地质结构的适应性方面进行评价。

（一）振幅类检测方法

根据第三章中含缝洞地质模型的波动方程数值模拟结果，我们得出了几点有益的认识。其中比较重要的一个结论是缝洞发育带的地震响应特征受多种因素的影响：缝洞发育带的厚度与埋藏深度；盖层与底层之间速度的相对关系；含缝洞介质围岩（或骨架）与包裹体（或充填物）的性质；孔、洞、缝的密度与几何形态；地震观测方式与方法等。多种因素的影响使地震响应变得十分复杂。但在碳酸盐岩地区，地震波的振幅却是一个值得利用的属性。由于实际碳酸盐岩中都是以高角度裂缝为主，又经后期风化及淡水淋滤作用，溶蚀作用进一步加深，其中的软性充填物使一般缝洞发育带的层速度降低，甚至低于盖层的速度，加之不规则突变点的散射作用，地震复合波振幅往往比无缝洞发育段的反射波振幅弱。这在许多油田经几百口钻井与地震资料的对比均得到验证。可以认为碳酸盐岩潜山面的反射振幅随裂缝发育程度增高而降低是一个较普遍的现象。因此，选择主振幅、视振幅、均方根振幅、瞬时振幅等振幅类方法进行碳酸盐岩潜山顶面的缝洞检测是比较合适的。

利用地震振幅或振幅的变化率检测碳酸盐岩分布区的缝洞发育带还应注意另外一些重要的问题。

第一，潜山顶面和内幕中地震波振幅的变化规律是相反的。即潜山顶面裂缝发育带表现为弱振幅，且振幅随裂缝密度的增加而减小。但潜山内幕表现为强振幅，且振幅随裂缝密度增加而增大，其表现特征见图5－4。从振幅变化的形态看，潜山顶面缝洞发育带的振幅特征为反屋脊型，内幕特征为阶跃型。这种相反的关系给利用振幅类方法进行缝洞发育带的检测带来一定的麻烦，因为顶面与内幕缝洞发带的界线很难确定，因为它在时间剖面上的位置受很多因素的影响，其中主要受地震记录的有效频带宽度、主频和子波衰减快慢及延续度的影响，还受顶面裂缝发育带厚度及速度的影响。分界面的确定需要特别关注和研究。

第二，要正确选择研究的尺度。利用地震振幅信息识别大尺度的裂缝溶洞的发育区是有

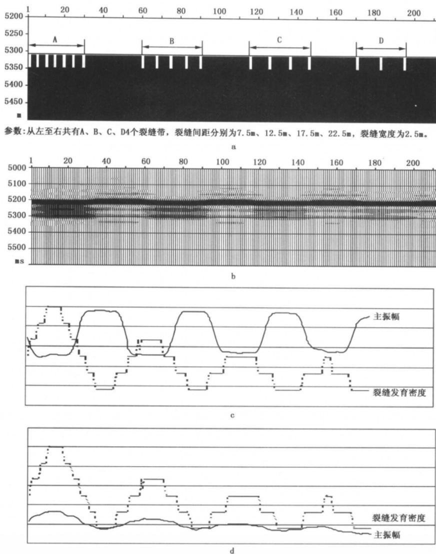


图5－4　含裂缝洞发育顶面与内幕振幅与缝洞发育程度关系分析图

a—含裂缝地质模型；b—波动方程正演偏移地震剖面；c—含裂缝洞介质的顶面，
主振幅随裂缝密度的减小而增大；d—含裂缝洞介质内幕主振幅随裂缝密的减小而减小

用的，如识别溶蚀性潜山、区分岩溶高地/残丘/洼地等是较有效的。而对小尺度的裂缝发育带的识别能力较差。

（二）相干数据体检测法

相干数据体计算的基本思路是在一个时窗段内沿 x、y 两个方向取多道构成一个立体因子，对立体因子内的所有道进行两两相关，求得非相关系数（$1-\alpha$，α 为归一化的相关系数）之和存入立体因子的中心，然后将立体因子逐时间点、逐道、逐线进行滑动，便可得到相干数据体的计算值。该值沿层的时间切片对识别断层及较大尺度的裂缝发育带和古河道等特别有利。该方法的压噪能力较强，但同时也降低了对小尺的裂缝发育带的识别能力。由于该方法是利

用反射波波形进行道间相关的。因此该方法的实质是综合利用了反射波的振幅、频率、相位及吸收衰减等4种动力学参数进行裂缝发育带识别的。它突出了多种属性参数综合利用的优点，提高了裂缝发育带识别的可信度。但就相关法本身而言，必须在地层有效反射波的延续范围内进行相关计算。时窗长度大，将增强识别出的宏观裂缝发育带空间展布的可靠性，但也会严重降低纵向分辨率，同时也会降低横向分辨率。图5－5a与c是碳酸盐岩潜山顶面与顶面之下32ms处相干数据体沿层的时间切片。图5－5中b与d是小波多尺度边缘检测与a，b相同位置的时间切片。由其中a和b的比较可以看出，a图信噪比高，较宽的断层或裂缝发育带十分突出，无论是方位连续性还是空间展布特征均十分明显。但较窄的断层或裂缝发育带连续性变差或丢失。其中的c和d图比较可看出裂缝发育带的空间展布截然不同，c图中宏观裂缝与a图相近，潜山内幕信息受到潜山顶面信息的抑制，而不能突出出来。这表明相干数据体的纵向分辨率比较低。虽然它对研究潜山顶面缝洞发育规律是有利的，但不能识别潜山内幕异常，这是相关数据体法的最大弱点；其次，该方法直接利用了地震波动力学参数本身，而不是利用它们的变化率，因此对裂缝的敏感度与变化率相比要低一个数量级；另外，对相关系数值大小起决定作用的主要是波形中的相位和频率，振幅和衰减度的影响很小。如果相邻两道波的相位和频率很相近，只是振幅大小不同，那么相关系数值还是很大的；反之，相关系数就会很小，不相似系数就很大。这对只有振幅变化的小裂缝发育带的识别不利。

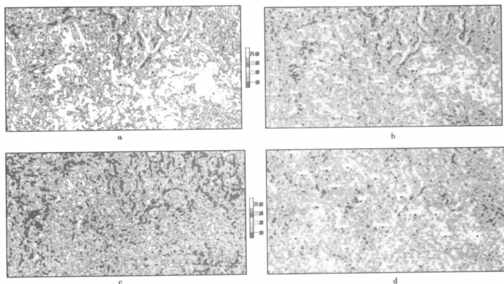


图5－5　相干数据体与小波多尺度边缘检测效果比较

a—潜山顶面相干数据体；b—潜山顶面多尺度边缘检测；c—潜山顶面＋32ms相干数据体；
d—潜山顶面＋32ms多尺度边缘检测。参见书后彩图

（三）小波多尺度边缘检测

小波多尺度边缘检测与相干数据体法相比，检测缝洞发育带大、中、小尺度均有；信息丰富；缝洞空间展布的连续性好，纵、横向分辨率高。图5－5的d与b中，裂缝发育带的不同展布特征，反映潜山顶面有断层、裂缝与溶蚀冲沟。而潜山顶面以下96m左右的内幕显示的裂缝或断层（包含隐伏断层）十分明显，而不见溶蚀冲沟，或仅有深冲沟的影子。c与d相比充分

说明小波多尺度边缘检测的分辨率高于相干数据体。但该方法的信噪比要低于相干数据体的。

该方法具有4个特点：

(1)算法中包含了对地震信号的求导部分,对检测结果有锐化作用,增强了检测值对裂缝发育带的敏感性,突变点得到强化。与其他方法相比,突出了检测边界(缘)的能力,提高了缝洞发育带边界检测的可靠性。

(2)该方法具有多尺度性,可针对不同尺度裂缝发育带的特征选择适当的尺度因子。当一个地区存在各种尺度的裂缝发育带时,为弄清各种尺度缝洞发育带的空间展布,则可利用大、中、小尺度的因子分别计算与显示。在结果显示时需要对不同有效尺度的检测结果进行数据融合,以得到包含多种尺度的裂缝发育带空间展布信息。图5－6是多尺度检测的一个实例。其中的a,b大尺度检测结果是有效的,而c图所用尺度太小,检测结果以噪声为主,是应该舍去的无效检测。

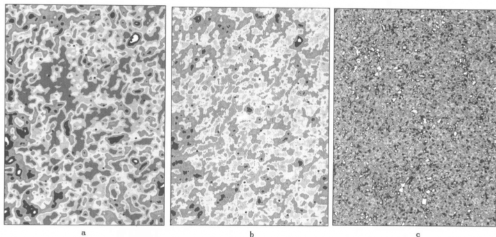


图5－6　小波多尺度边缘检测法不同尺度检测效果比较

a—大尺度;b—中尺度;c—小尺度。参见书后彩图

(3)该方法有去噪功能,去噪能力的选择与研究目的和尺度大小有关。大尺度压噪能力强,不易保存小的有效信息;小尺度压噪能力弱,但能检测出小信号异常。

(4)对缓变边缘和陡变边缘的检测宜采用不同类别的小波。为获得较好的效果,应增加保边(缘)去噪(音)和数据融合等处理工作。常采用对小波多尺度边缘检测值求模后再进行保边去噪处理,以使顶面与内幕缝洞检测值的大小所反映的地质规律保持一致。

(四)广义希氏变换相位时空切片法

广义希氏变换是L^p模意义下的希氏变换,其核心作用是通过p值的选择提高处理结果的抗噪能力并在频率域中提高强弱信号的能量反差,使强的更强、弱的更弱。如果傅氏变换窗函数选择合适便可突出所要的有用信息。在给定的时间范围内,若缝洞发育带在频域中的能量高于其他信号能量,在该法计算结果的时空显示图上缝洞发育带就会较清晰的被显示出来。图5－7是4个不同时间的常规三维地震时间切片图,图5－8是与图5－7时间相同的4个不同时间的广义希变换时空切片图。比较两图,古河道的信息后者比前者清晰。图5－9是上图中穿过河道的一条测线的地震剖面,在剖面上很难分辨出哪些是河道信息。

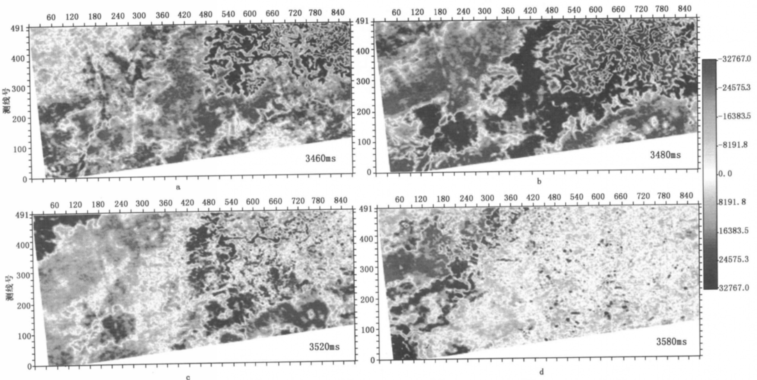


图 5-7　4 个不同时间的常规三维地震时间切片图
参见书后彩图

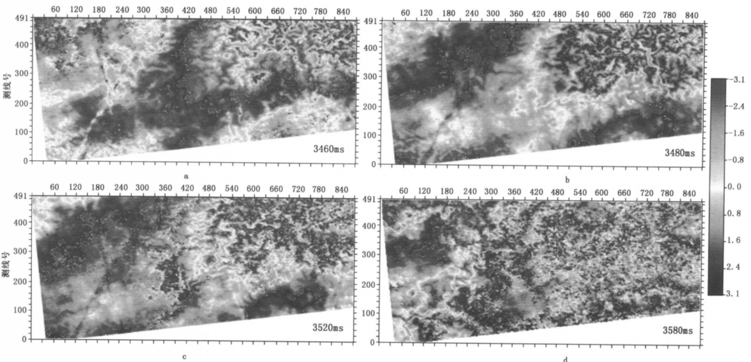


图5-8 4个不同时间的广义希氏变换时空切片图

参见书后彩图

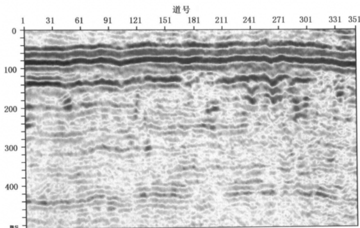


图5－9　常规地震三维数据穿过图5－8d中河道的垂直切片

参见书后彩图

该方法的弱点是傅氏时窗的大小和广义希氏变换中 p 值的选择条件较苛刻，如果选择不当，我们所希望的异常地质现象就很难被体现出来。

地震缝洞检测方法有很多，这里不可能一一评价，仅列举了4个例子。目的在于强调碳酸盐岩储层缝洞发育带的地震预测中必须包括对地震缝洞检测方法的评价环节。

第六节　地震检测值分类量化标定方法

缝洞带地震检测值分类的目的是为了区分缝洞的发育程度，并对这些数据赋予不同的地质含义。要解决的问题有二：一是确定井中资料缝洞储层级别的划分标准；二是寻找有效的方法技术，使测井、钻井，开发与地震资料等不同尺度的信息能有效地沟通、连接和利用。关键是确定地震检测值与缝洞发育级别的对应关系，并通过多源信息的综合与分析对数据范围的划分进行可靠的标定。

一、井中和地震不同尺度信息沟通连接的任务与问题

地震资料缝洞检测值级别的标定与常规构造解释中地震反射层位的标定概念是完全不同的。这里要利用测井、录井、开发资料中与裂缝、溶蚀相关的信息，标定地震波场动力学变化程度或奇异性。通过标定指出地震资料裂缝检测值中哪些数据段（范围）表示溶蚀、裂缝较发育，哪些数据段表示溶蚀缝洞弱发育，哪些数据段表示不发育或不存在溶蚀缝洞。在利用井位某点资料对地震缝洞检测值进行正确标定后，方可利用平面上其他对应点处的值研究储层缝洞平面展布规律，进而作缝洞发育有利区块预测。

进行缝洞检测值的量化标定难度较大，因为地震和测井等信息间的尺度差异太大，地震检测要在一个时窗范围内计算，该时窗所反映的地层厚度很难与井中储层裂缝发育段的厚度相匹配，这就给缝洞检测值级别的标定带来较大的困难和问题。

二、基于井中资料的缝洞储层级别划分

井中资料包括测井、录井、钻井与开发资料。根据这些资料建立的储层划分标准是用于对

地震缝洞检测值分类的基本依据。

(一)缝洞参数的计算方法

根据常规测井资料可以按如下公式计算裂缝发育指标 F_f、裂缝孔隙度 ϕ_f、高角度裂缝张开度 ε 和残余溶蚀强度指数 R

$$F_f = \phi_f^2 \times \varepsilon^2 \times h \times 4.16 \times 10^{-2} \tag{5-1}$$

$$\phi_f = m_f \sqrt{\frac{(K_r \cdot R_d - R_s) R_{m_f}}{R_s \cdot R_d}} \tag{5-2}$$

$$\varepsilon = \frac{(K_r \cdot R_d - R_s) R_{m_f}}{4 \times R_s \cdot R_d \times 10^{10}} \tag{5-3}$$

$$R = \frac{h_r \cdot \Phi_r}{h_u} \tag{5-4}$$

式中,h 为储层厚度;R_d 为深侧向电阻率;R_s 为浅侧向电阻率;K_r 为浅侧向畸变系数,取值范围一般为 1~1.2;R_{m_f}为泥浆电阻率;m_f 为裂缝指数,一般取值为 1.1~1.3;h_r 为溶蚀段厚度;Φ_r 为溶蚀段平均孔隙度;h_u 为储层段总有效厚度。

(二)低渗透缝洞储层测井响应的一般特征

当储层中含有裂缝时,电性曲线在高电阻率背景下显低值,中子伽马显低值,补偿中子和声波时差显高值,并伴有井径扩大。

当储层中包含低角度裂缝时,深侧向电阻率 R_d 曲线上的高值与低值之差越大,表明裂缝的张开度 ε 越大,裂缝段厚度也越大。

当储层中含有高角度裂缝时,深浅双侧向电阻率差 ΔR 越大,表明裂缝的张开度 ε 越大。裂缝孔隙度 ϕ_f、裂缝渗透率 K_f、裂缝发育指数 F_f 与 ΔR 成正比。

(三)各参数的分级标准

各参数的分级根据具体地区的实际情况而定。表 5-1 和表 5-2 分别为济阳坳陷古潜山储层中溶蚀作用和裂缝的分级标准。

表 5-1 济阳坳陷典型潜山溶蚀分类表

分 类	中强岩溶	弱岩溶	无岩蚀
R(%)	≥5	0~5	0

表 5-2 济阳坳陷典型潜山裂缝分类表

分 类	较发育	发育差	不发育
F_f	≥10	10~0.4	<0.4
ε	≥2	2~0.3	<0.3
ϕ_f(%)	>0.2	0.2~0.15	<0.15

(四)录井及产能信息的分级标准(李丕龙等,2003)

录井信息分级:出现井喷、井漏和钻具放空之一者其值为 1,反之为 0;出现井涌、气侵和气测异常现象之一者,赋值为 1,反之为 0。

产能分级:试油或生产实际中,产油量≥50t/d 为中高产油层,产油量在 0~50t/d 范围内为低产油层,产油量近于 0 时为干层。

三、测井资料储层分级的粗化处理

测井资料深度采样间隔一般为0.010m或为0.0125m，而陆地地面地震目前常用的时间采样间隔为0.004s，0.002s，个别高分辨采用0.001s。深层碳酸盐岩的层速度一般为5000m/s至6000m/s甚至还高。若以6000m/s速度计算，对应上述3种时间采样间隔所代表的深度范围为12m，6m和3m。这些数据是测井采样间隔的240～1200倍，所以必须对测井资料进行粗化处理，才能解决测井与地震信息匹配的问题。常规做法是对测井资料进行简单的抽样或进行低通滤波，这样会使储层发育带裂缝信息边界畸变或丢失信息。为此我们提出了如下两种粗化方法。

（一）储层发育级别密度转换法

这种方法是把测井解释成果所划分出的不同层段储层发育级别转换成级别密度。在转换过程中，用储层厚度对储层级别进行加权，最好是对用于划分储层级别的总孔隙度值进行加权。

用简单的抽样或低通滤波对测井资料进行粗化处理时，有可能丢失薄互层裂缝信息。为此，提出了把储层缝洞发育级别转换成级别密度的方法。在转换过程中考虑级别及厚度的双重影响，最后求出一个级别密度百分比，把这个百分比定义为储层缝洞发育级别密度 k。按级别密度进行分级。胜利油田埕北30和GQ2井区潜山测井资料就是采用这种方法进行粗化分级的。其分级标准见表5－3。

表5－3　测井资料储层缝洞发育级别密度分级标准

储层级别	Ⅰ级	Ⅱ级	Ⅲ级
级别密度范围	$0.66<k<1$	$0.33<k<0.66$	$0<k<0.33$

利用级别密度对井中缝洞储层重新分级的过程称为测井资料储层分级的粗化处理。经过这种处理，减少了缝洞信息丢失的几率，增强与井旁地震道裂缝信息的符合度。

（二）测井储层分级信息的保边粗化法

该种方法是对测井用于划分储层级别的总孔隙度数值进行保边粗化处理。图5－10中1－1，2－1，3－1曲线是用测井分级标准对测井储层预测的总孔隙度值进行分级后的井中储层发育垂向展布图；1－2，2－2，3－2是保边粗化后井中储层发育垂向展布图。比较两类图可知：保边粗化的结果降低了井中储层的分辨率，因为它将若干个密集裂缝发育小段、薄储层段连成一个较厚的储层段。其厚度大小与粗化因子长度有关，这个长度确定的依据是根据地震检测方法的尺度与由井中资料检验该方法的分辨能力来选择的。保边粗化后仍用原储层划分标准对各段储层进行级别的划分。粗化后，各段储层发育级别的高低与每段内原不同储层级别的有效厚度占该段总厚度的百分比有关，还与原不同储层级别的总孔隙值的大小有关。

四、井一震尺度匹配及地震缝洞检测值级别标定方法

地震资料的采样间隔远大于测井数据的采样间隔，为使两种不同尺度的信息匹配，必须统一两种信息的采样尺度。统一尺度的标定方法是：(1)利用声波速度将目的层段测井资料的深度采样间隔 Δh 转换为时间采样间隔 δ_t；(2)将井旁地震道按 δ_t 间隔进行插值；(3)按 δ_t 间隔的测井与地震资料进行常规层位标定；(4)层位对准后，用井中粗化后的储层缝洞级别标定地震检测值的级别；(5)将级别标定后的地震缝洞检测值按地震时间采样间隔 Δt 抽样，恢复

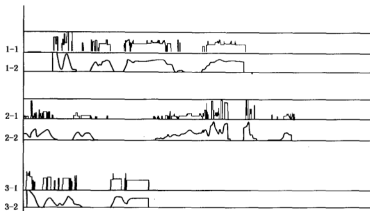


图 5 -10 井中储层保边粗化前后储层发育垂向展布效果比较

原井旁缝洞检测地震道。

用上述方法标定地震缝洞检测值的级别，一般会取得较好的效果。

第七节 碳酸盐岩储层缝洞发育带多源多尺度信息的综合预测

在本章第一节和第四节中已清楚地说明了碳酸盐岩储层缝洞发育带地震预测的概念和任务。这里的综合预测指的是采用某种方式，将地质、地震、井中等不同类别、不同尺度、不同特征的缝洞信息进行综合、分析与利用，以提高缝洞发育带识别的可靠性，减少模糊性和多解性。我们首先应当了解各种尺度资料在缝洞发育带的综合预测中所能起到的作用。

一、区域信息在储层缝洞发育带综合预测中的作用

区域宏观类信息包括区域地质资料和为区域地质服务的区域性物探资料。

区域地质信息包括大地构造与构造运动及构造演化史、区域地层与沉积相带、古地貌、古水系及古岩溶、基底潜山类型与特征、生储盖组合关系等。大地构造、构造运动与构造演化可以给出区域大断裂的分布规律、后期构造演化对前期断裂系统的改造关系、应力方向和性质与断裂的性质特征的关系。以垂直方向应力为主时，由构造的隆升产生正断层，其裂缝发育带一般较宽；而由水平挤压应力为主时易形成逆断层，裂缝带宽度一般较窄。在水平挤压力垂直方向上形成主断裂；在主断裂近于垂直的方向上由剪切应力的作用可形成剪切断层；由平推或旋转作用力造成的平错断层，两边可伴生羽状张性裂缝等。总之，在应力集中的地方都可能是裂缝最发育的区带。

实际资料研究表明：断层和隆起的高点、构造带的轴部等都是应力集中的区域，也是裂缝最发育区带。图 5 -11 是胜利油田所作的部分井的单位厚度产液量与井距断层的水平距离关系图。该图说明断层裂缝带的裂隙密度从断层向外有规律地降低。

根据地层与沉积旋迴的研究，可以了解上、下地层的接触关系，了解地层缺失的多少和沉积间断时间的长短。不同的接触关系对地震缝洞检测效果和地质解释是不同的：缝洞储层与

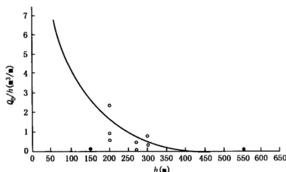


图 5－11　单位厚度产液量与井距断层水平距离关系图(李丕龙等,2003)

上覆地层为平行不整合时,地震缝洞检测效果好、可信度高;而上、下地层为角度不整合时,在地层尖灭带附近,由于地震波场的调谐效应会影响缝洞检测的效果。地层缺失得越多,沉积间断时间越长,表明地层出露地表的时间越长,遭受风化剥蚀及淡水淋滤的时间越长,风化溶蚀作用也越严重,溶蚀缝洞达到的深度可以很大。

通过碳酸盐岩沉积相带的研究可指示有利于油气赋存的大型洞穴发育带和斜坡前缘沉积相带以及生物礁发育的生物岩隆和沉积相带的平面展布区带。

对古地貌、古水系和古岩溶的研究可以划分出岩溶高地、岩溶斜坡和岩溶洼地。岩溶斜坡是最有利于油气的富集区;古水系、古河道的底部易被泥砂充填;而河道两边的河岸则是溶蚀缝洞发育的地段。

对基底与潜山类型的研究可以给出储集体发育特征,如褶皱山以构造裂缝发育为主,残丘山以溶蚀缝洞发育为主,而复合山则构造裂缝和溶蚀缝洞兼有。这对在地震检测时间切片上进行缝洞发育带分布特征的地质解释有重要的指导作用。

生储盖组合关系的研究结论可以作为缝洞储层有利区块划分的依据之一。区域物探资料,包括为区域地质分析服务的重、磁、电、震的区域勘探信息对研究区域构造几何形态有重要作用,区域地震资料还可用于研究区域沉积层序和岩相的横向变化与接触关系等。重、磁、电资料在识别区域推覆面和分辨白云岩和碳酸盐岩、火成岩方面比地震法更有利。

二、地震检测值分布特征与地质规律的相关性分析

缝洞带的地震检测值经过标定和显著性检验后,如满足给定的精度要求,证明地震资料缝洞检测是可信的,这时可利用有了缝洞发育级别含义的地震检测值进行缝洞储集体发育规律的空间展布显示。在地震检测数据体的时间切片上,可以看到不同级别的缝洞检测值在平面分布上具有条带形、斑块形或网状形的分布特征。这些特征又具有什么地质含义呢?是否都代表真实的缝洞发育带呢?这需要与地质资料及常规地震解释成果进行相关性分析来确认。

与构造断层的相关分析:当地震检测出条带形的缝洞发育带与构造图上断层平面位置和延伸方向、延伸长度及垂向变化规律基本一致时,可确定该条带为断层破碎带。图 5－12 是某地区地震小波中尺度边缘检测与构造叠合图。图中示出地震检测出的裂缝发育带不仅与构造解释出的断层完全吻合,而且还检测出构造解释未发现的裂缝发育带和局部呈片状分布的裂缝发育区。仔细观察此图还会发现:靠近大断层的部位比远离大断层部位的缝洞发育密度要大得多。这进一步证实了从对图 5－11 的分析中得给出的结论,即断层裂缝带的裂缝发育程度是沿断面向外有规律地降低。但同时也会发现,在由大尺度构造解释结合小尺度井中资料统计所给出的宏观断层裂缝发育带内缝洞发育程度并不是均匀的。识别、描述这种中和中偏小尺度的缝洞发育单元体特征只能靠地震检测法,这是其他方法所不能代替的。地震仍是对缝洞发育有利部位综合预测的主要方法之一。

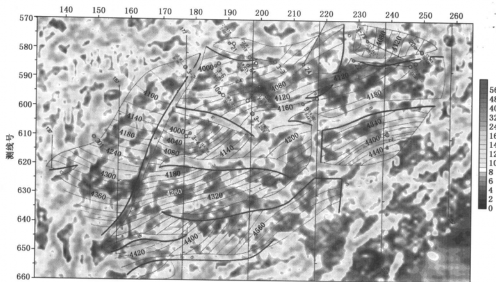


图 5 -12　某地区地震波多尺度边缘检测与构造叠合图(图中黑色代表缝洞不发育)
参见书后彩图。图中等值线单位:m

与构造运动的相关分析:若两个方向延伸的裂缝发育带相互交错,且一个方向切断了另一个方向时,则表明被切割的条带为早期构造运动形成的断层破碎带。另一个方向的为晚期构造运动形成的断层破碎带见下一章的图 6 -23,图中北东向条带切割北西向表明北西向的形成早于北东向。

与古构造的相关分析:古构造的顶部为尖顶时,可能地震缝洞检测结果为小片的不发育区;为平顶时,地震检测结果可能显示为较大片的发育区或欠发育区;构造顶部起伏不平时,地震缝洞检测结果可能出现网状发育区;斜坡带、悬崖处地震检测资料会出现与悬崖位置、形状相近的缝洞最发育带,它的延伸方向与构造等值线的方向近于平行;缓坡带地震检测结果会出现宽条或成片状的缝洞发育带或欠发育带。

与古水系的相关分析:若地震缝洞检测出的裂缝发育条带是分叉的,且向古构造高部位有汇聚点、向低部位延伸弯曲圆滑,则表明可能存在古水系,见图 6 -23。

图 5 -13 是澳大利亚东南部海上吉普斯兰盆地马克利尔油田三维探区 820ms 水平切片。图中展示出的是碳酸盐岩喀斯特地貌中落水洞的分布特征。分析图中的细节还可看出:在落水洞发育的条带内,尚存在着与落水洞相比溶蚀作用相对不发育或很不发育的局部区块。这又从岩溶角度进一步说明碳酸盐岩缝洞发育具有严重的非均质性。

图 5 -14 是与图 5 -7 和图 5 -8 相同平面位置的碳酸盐岩潜山顶面盖层的等厚图,它可以反映潜山的几何形态。图中表明潜山总体的走向是北东南西向的,北东高,南西低。图 5 -8a展示出的古岩溶河道十分发育,在 661 线 420 道左右可能是古地貌的高部位,成为各方向古河道的源头;图 5 -8b 展示出河道由源头向四面八方延伸,向南南东方向的与北东东—南西西方向的主河道交汇,其中有些河道继续向南南东方向延伸,流入古地表相对较低的浅洼、沼泽或湖泊;图 5 -8c 中古河道状异常西移,其流向表现为先东西向,后变为北北东—南南西向;图 5 -8d 中河道状异常继续西移,先北西向后改为东西向。不同时间切片上表现出的河道

分布位置不同,流向也有一定的变化。但河道的总体方向是北北东—南西西向。而且这表明当时的古地表是西南方向低,北东方向高。这与盖层等厚图所表示出的地质现象是一致的。

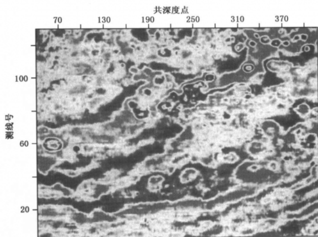


图 5 -13　澳大利亚马克利尔油田三维地震数据水平切片展示出的碳酸盐岩落水洞分布特征图

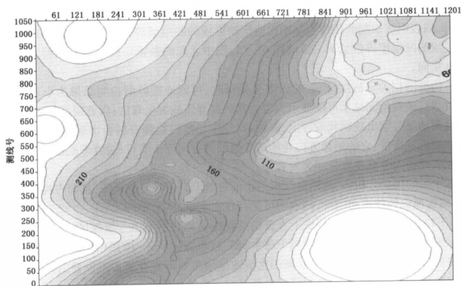


图 5 -14　与图 5 -7 和图 5 -8 相同平面位置的碳酸盐岩潜山顶面盖层等厚图
等值线单位:m

三、井下资料在储层缝洞发育带预测评价中的作用

井下信息包括钻井、录井、测井与开发等资料。井下信息对碳酸盐岩储层缝洞发育带预测与评价所起的作用概括地说有 4 个方面:(1)测井资料本身可识别、描述和预测缝洞发育的纵

向展布特征;(2)计算单位地层厚度内的裂缝密度,进一步在测井尺度条件下对储层缝洞发育程度进行量化分级;(3)可在地震尺度下对地震检测值进行量化分级及分级效果的显著性检验;(4)估计钻时加快,漏失、产液(油气水)的井段和测井的储层发育段与以地震为主的多源信息综合预测的缝洞发育有利段的吻合率,进而评价综合预测给出的缝洞发育有利区块的可信度。

实际生产中在地震检测处理时通常不用井的资料。处理之后,在进行检测值分级时才会利用井资料,一般只采用2~3口井资料对地震检测值进行分级;再用余下的少量井进行效果显著性检验,通常调整1~2次,最多3次即可;最后剩余的大部分井都用于计算井—震缝洞发育程度的吻合率,以进行可信度评价。如果在计算吻合率过程中不再调整参数重新做地震检测处理和缝洞发育级别的重新标定,那么,吻合率实质上就是预测率。

在实际工作中有时会发现地震缝洞预测与开发信息(例如,产能数据)的吻合率高于测井预测的吻合率。这是因为测井预测储层缝洞发育带在平面上的展布范围是很有限的。而求产能时,一般要进行酸化压裂,酸化压裂的范围最大可达到由井外延60~70m之多。这个长度正好是地震波在碳酸盐岩界面上第一菲涅尔带的半宽度,它等于地震波的1/4波长,已达到了几何地震学能分辨的长度。这表明产能的响应范围与地震的几何分辨能力相接近,所以,有时地震与产能的吻合率高于与测井的吻合率就不足为怪了。图5-15是某工区15口井的产能与地震小波多尺度缝洞检测值随井位变化曲线的比较图,两条曲线的相关性非常好,只有一口井的吻合程度较差,总体吻合率达93%。

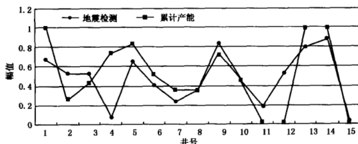


图5-15　地震缝洞检测值与产能数据随井位的变化曲线

研究区各井产能的平面展布还可帮助研究地震尺度下的缝洞单元体发育程度与构造部位的关系。图5-12中3-3井处在高部位,离大断层很近,但无产能;比它低30m且离断层较远的10号井截止2000年累积产油78.3×10^4t;9井比3-3井低140m,累积产油41.6×10^4t,该井不但处于构造低部位,且位于孤立小断层的下降盘。在石油开发中与此类似的现象是屡见不鲜的。这说明地震尺度下的缝洞发育单元体的分布密度与宏观缝洞发育带密切相关,但它的储油能力、储量大小主要取决于自身裂缝发育程度和其体积的大小以及与周围的连通程度。而与所处的构造位置高低并不一定存在一一对应关系。

相邻井中产能的突然变化还有可能帮助了解两口井间的连通性。图5-16是几口井的产能曲线图。从图中可明显看出:3-7井钻入目的层段并投产后,22井的产能从3-7井生产之日起就突然下降22t的油产量,表明这两口井是连通的。在图5-12中这两口井落入地震预测的两个相连通缝洞发育块中。这两口井的产能变化曲线表明了地震检测的可靠性。

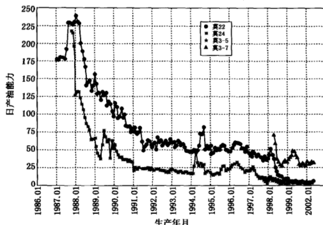


图 5 -16　某油田相关油井的产能曲线图

四、储层缝洞发育带多源信息综合预测的基本思路与步骤

(一)综合预测方法的基本思路

多源信息综合预测方法有很多,如模糊聚类神经网络、模式识别、灰色系统等均属于用程序自动实现的机器智能类方法。但由于各地区地质条件不同、各类缝洞信息的可靠性不同(受多种因素的影响),所以人工智能综合预测所用方法和参数也具有地域性且在批量生产中难以普遍推广。目前采用较多的还是那些看起来并不复杂但直观、实用、需要人工干预的图像叠合分析法。

图像叠合分析法的基本思想是将各种尺度的缝洞发育带预测图作成相同比例尺、相同网格的图像。用图层叠合法进行叠合分析,采用交集法进行缝洞发育带有利区块综合预测。

(二)储层缝洞发育带综合预测步骤

(1)三维地震资料的保振幅处理(最好是波形保真高分辨处理)。

(2)保振幅资料的高精度解释,即高精度的层位标定和1(CDP 间距) ×1(CDP 间距)网格的对比追踪。

(3)按储层顶面反射时间进行储层拉平处理。

(4)用多种缝洞检测方法(见技术流程)处理层拉平后的三维地震数据体。

(5)进行缝洞检测处理与分析。

(6)缝洞检测数据初始分级并进行时间切片显示。

(7)测井资料储层分级的粗化处理,求取级别密度并进行储层缝洞的粗化分级。

(8)井—震资料尺度匹配处理,并进行地震缝洞检测值缝洞发育级别的标定。

(9)地震检测值与测井、录井、钻井、开发信息的相关性分析。

(10)满足精度要求的地震检测值重新进行空间展布显示,绘制水平时间切片和垂向剖面。

(11)地震缝洞发育带平面分布特征描述及地质解释。

(12)缝洞分布特征与构造、断层、构造运动、古地貌、古水系等宏观地质规律相关性分析。

(13)制作经过缝洞发育级别标定、分布特征地质含义确认和显著性检验后的各种地震缝洞检测的时空展布图(或三维数据)。

(14)采用机器智能法或图像叠合分析,用交集法进行缝洞发育有利区块综合预测。

(三)储层缝洞综合预测技术流程

参与储层综合预测的各类信息所包括的方法技术以及不同尺度信息间沟通连接的先后次序等见流程图5-17。所用信息的具体类别及其选择与应用条件等细节问题将在第六章至第八章的应用实例中介绍和讨论。

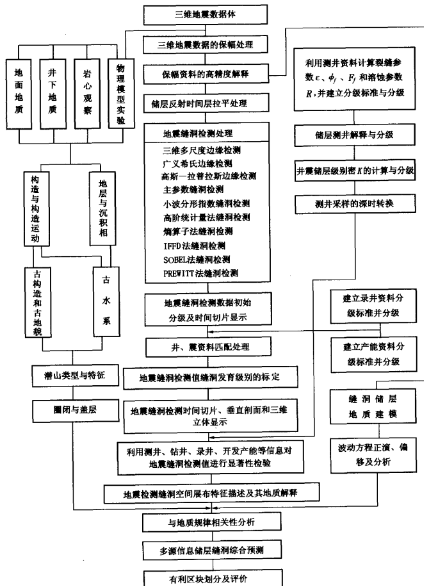


图5-17　储层缝洞综合预测流程图

第二篇　碳酸盐岩潜山缝洞发育带综合预测实例

第六章　GQ2 南潜山碳酸盐岩缝洞发育带综合预测

第一节　区域地质基本特征

一、GQ2 南潜山的类型与构造基本特征

GQ2 南潜山是广饶潜山的东半段。广饶潜山在印支至燕山期形成、喜马拉雅运动后期深入水下接受沉积，是一个经过多期构造运动和长期岩溶作用形成的具有复杂裂缝岩溶和岩溶裂缝储集特征的复合型潜山。GQ2 南潜山与广饶潜山西半段同属于残丘潜山类型，但西半段属内幕单斜残丘山。而东半段的 GQ2 南潜山属内幕单斜残丘山与内幕褶皱残丘山之间的过渡类型，与任丘油田雾迷山碳酸盐岩半背斜古潜山很类似。该研究区潜山南边受近北东向的广饶大断裂所控制，且区域构造带的轴脊基本上沿平行于广饶大断裂方向分布。构造在南北方向上的特征大体上呈半背斜形，构造轴脊的北侧地层以内幕单斜的形式向东营凹陷倾没，轴脊的南边，地层亦以单斜形式向大断裂方向延伸，见图 6 -1、图 6 -2。研究区局部构造呈北西—南东走向。多数情况下一个局部构造被分为南北两个高点，形成了研究区内具有棋盘格式特征的局部构造格局，见图 6 -3。

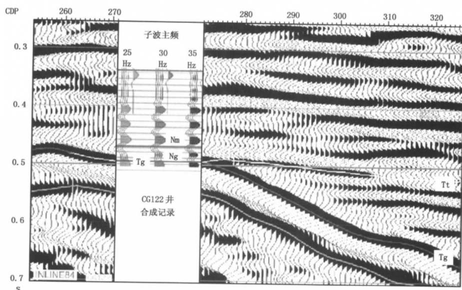


图 6 -1　过 CG122 井 inline84 地震反射层位标定
参见书后彩图

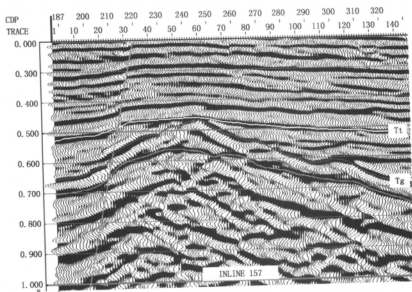


图 6－2　inline157 测线三维地震反射层位追踪

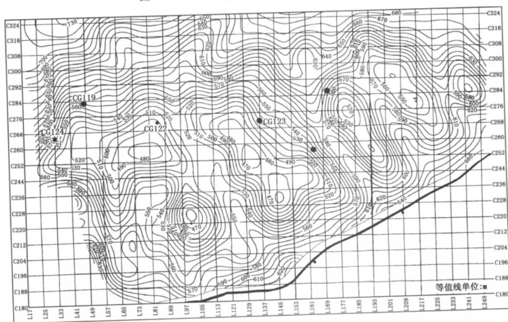


图 6－3　GQ2 南潜山 Tg 构造图(引自胜利油田物探研究院)

二、GQ2 潜山断裂特征

构造演化史表明,该研究区在晚侏罗至早白垩世受郯庐大断裂左旋剪切运动的影响形成了一组北西向的断层和裂缝,而晚白垩世又受到郯庐断裂右旋平移的影响形成了近北东向的断层和裂缝。图 6－4 明显地展示出北东向断层切割了北西向断层,表明北西向断层形成时间早于北东向断层。图 6－4 中北西向 3 长 3 短的 6 条(较长的第 7 条已超出研究区)断层将

GQ2 南潜山切割成北西向的 5 个局部构造带，见图 6 −3。

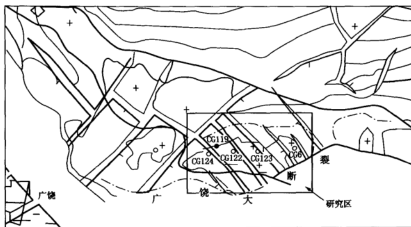


图 6 −4　广饶潜山 Tg 构造图(引自胜利油田)

三、GQ2 南潜山储层特征

该区潜山顶部地层以奥陶系石灰岩为主，局部出露泥质成分比奥陶系偏高的寒武系碳酸盐岩。由于沉积间断时间长，经受了很强的风化剥蚀、地表淡水淋滤及地下水的溶蚀，形成了极为发育的溶蚀缝洞。前人研究结果认为：该区以次生孔隙、构造裂缝和溶蚀孔洞为主。孔、洞、缝 3 种储集空间分别构成了缝洞复合型、孔隙—裂缝型、微孔—缝型 3 类储集空间。纵向可分为 3 个带：位于地表水上部的地表岩溶带，在古地形较低的部位、构造断层和裂缝部位，由地表水的溶蚀和淋滤作用，形成了溶蚀洼地、溶沟、溶缝和落水洞等；第 2 带是潜流岩溶带，此带位于地下水潜流带的上部，不仅溶蚀作用强，而且填充作用也强；第 3 带称为渗流岩溶带，此带主要是地表水和地下水沿岩层的高角度缝向深部渗流，沿缝进行淋滤溶蚀的地带，它是第 1、2 带中间的过渡带，与第 1、2 带相比，溶蚀作用相对较差。

这些溶蚀现象的形成及分布规律与古地貌、古断层、裂缝的形成与分布密切相关。

该区潜山储层埋深较浅，盖层封堵条件差，开采出来的油均是稠油。

第二节　潜山古地貌、古水系的展布特征

为了解岩溶发育带的宏观展布规律，首先需要研究古地貌、古水系的空间展布特征。而要了解古地貌、古水系精确的几何外形，应进行包括构造发展、压力恢复、各构造层的准确厚度求取等专项研究。这里仅需了解古地貌高、低部位的相对关系以及古构造轴脊与水系的宏观空间展布特征就够了。为此，我们采用潜山盖层等时差图在时空域中研究古地貌、古水系的时空展布特征，它有利于与时空域地震缝洞检测结果共同进行储层缝洞发育带的综合预测。

输出 Tg 与 Tt 层位的时差数据并网格化，形成等时差图，见图 6 −5。由于其间多为 Ng 和 Nm 的地层反射(见图 6 −1 的合成记录)，根据胜利油田第三系地层特征可知，此层段地层层速度横向变化不大，因此图 6 −5 基本可以表示潜山古地貌形态。图中反映出：该潜山顶被各个古水系分隔成 5 ~6 个独立山头，各山头走向多呈 NW 向。由 SW 至 NE 山头的高度依次变

低，最高部位为 CG122 井以南的构造高点。在 CG122 井以东构造轴脊北侧古水系多为 NW－SE 流向。在构造轴脊南坡各长、短水系以 NE 向为主。在 CG122 井以西，CG119 和 CG124 井的构造北坡水系以 NE 向为主。

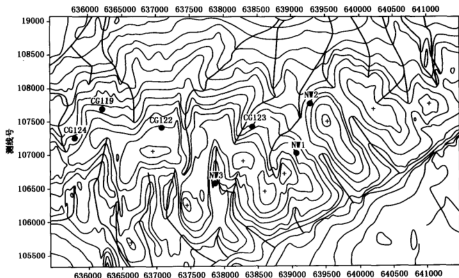


图 6－5　GQ2 南潜山古地貌、古水系时空域展布图

潜山时空域古地貌图与现今构造图在起伏特征上比较接近（图 6－5 与图 6－3），反映出奥陶系及前期地层经历了长时期抬升剥蚀后，接受第三纪沉积至构造定型经历了一个稳定的地质沉降发展时期。不过两者仍有一些细微差别，如古地貌高地边界转向斜坡时，由于水系冲刷而变得更不规则等特征。

第三节　储层缝洞发育带的地震检测及其量化分级

由构造、断层、古地貌、古水系可宏观地给出储层缝洞发育带的空间展布。但识别这些宏观条带内缝洞相对发育和不发育区及宏观条带边界的任务只能由缝洞带的地震检测来完成。缝洞检测宜采用多方法多参数进行处理，并对用不同方法和不同参数处理的效果进行评价，从中选取一批效果好的地震检测结果参与储层缝洞综合预测。

一、均方根振幅、主振幅、主频率法

均方根振幅、主振幅和主频率是地震波动力学属性参数。它们对裂缝的敏感程度高于地震波运动学参数（速度和到达时间），用它们进行缝洞检测可望取得较好的效果。

由于该研究区内的钻井深度不大，钻入潜山面以下最深只有 60m。它等价于地震波场第一菲涅尔带的半宽度。根据前面章节中所述理论，潜山顶面反射信息是潜山面以下以这个半宽度为半径的半球体内缝洞信息的综合。因此，潜山顶面反射信息的横向变化可以表征以球体半径为厚度的潜山风化壳内缝洞发育的空间展布情况。我们对沿潜山顶面反射同相轴进行了提取主振幅和主频率的处理，且以 20ms 时窗长度进行了上述 3 种参数的提取。然后利用井

中裂缝信息对主振幅或主频值进行表征储层缝洞发育程度的量化分级。现以主振幅为例介绍量化分级方法及结果。

用井点处提取的归一化主参数与钻井测试获得的归一化储产参数进行对比，见表6－1和图6－6。图表中清楚地显示出：CG122井主振幅最高，该井无任何流体显示（无产出、无漏失）；而CG119井、CG124井、CG123井产油或产水，漏失量巨大，显示其具有较大的缝洞网络系统，它们在主振幅上均显示为中低振幅。因而可以认为：主振幅较低，其缝洞系统发育；反之，则不发育。主频率除在CG123井较高外，其他井均比较接近，说明频率在该地区对缝洞系统反应不敏感，该法在本研究区不适用。但值得注意的是，CG124井绝对产液量（特别是水产量）高，其主振幅值低于产油井CG119井和CG123井的主振幅，这就意味着过低的主振幅可能陷入产水区。对比分析结果表明，用主振幅进行裂缝检测的结果与井资料展示的溶蚀缝洞发育情况及含液情况基本吻合。因此，可以以主振幅为依据，进行缝洞平面展布规律的研究。

表6－1　GQ2南潜山过井测线Tg地震主参数与钻井储产参数对比表

井　名	钻达厚度（m）	油产量（t/d）		水产量（m^3/d）		漏失量（m^3）		主　振　幅		主　频　率	
		原始	标准化	原始	标准化	原始	标准化	原始	标准化	原始	标准化
CG122	28.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	419.00	1.00	17.50	0.63
CG124	60.00	0.00	0.00	100.00	1.00	284.00	0.27	100.00	0.24	18.70	0.67
CG119	43.90	6.50	0.68	50.90	0.51	1050.00	1.00	196.00	0.47	17.30	0.62
CG123	58.00	9.50	1.00	69.00	0.69	620.00	0.59	160.00	0.38	28.00	1.00

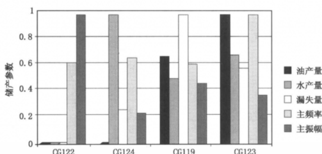


图6－6　GQ2南潜山储产参数与Tg主参数对比图

根据上述统计分析，该研究区可建立用地震属性参数表征缝洞发育程度的级别划分标准，见表6－2。按以上分级标准对主振幅处理数据进行分级成图显示（图6－7）。由图可知，Tg缝洞系统平面展布具有以下特征：（1）Ⅲ级缝洞（欠发育区）主要集中在研究区北侧、CG122井所在高地及其北面开阔地和研究区东南断层下降盘处；（2）Ⅰ、Ⅱ级缝洞（发育区）主要分布于侵蚀高地和研究区的西部，在东部发育区，缝洞多为NW—SE走向，而在西部，则呈SN向片状分布。

对均方根振幅及后面提到的各种方法的缝洞检测值的分级均采用了第五章第六节所介绍的分类量化标定方法。其中对测井资料（表6－3）储层分级粗化处理采用的是储层发育级别密度转换法。

表 6-2　GQ2 南潜山奥陶系顶面缝洞级别划分表

主振幅小于 140	缝洞发育区，产水机会大	Ⅰ级
主振幅为 140~300	缝洞发育区，有利油气产出区	
主振幅为 300~400	缝洞较发育区	Ⅱ级
主振幅大于 400	缝洞欠发育区	Ⅲ级

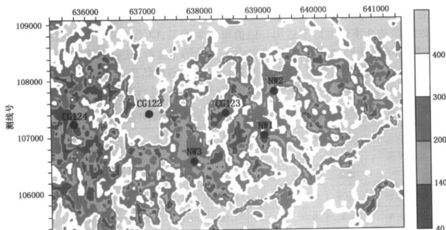


图 6-7　GQ2 南潜山 Tg 反射层主振幅平面图

表 6-3　GQ2 南潜山奥陶系裂缝基本数据表

CG123 井			CG122 井			CG119 井			CG124 井		
储层顶深度（m）	储层底深度（m）	裂缝分级	储层顶深度（m）	储层底深度（m）	裂缝分级	储层顶深度（m）	储层底深度（m）	裂缝分级	储层顶深度（m）	储层底深度（m）	裂缝分级
569.0	569.8	1	538.0	539.5	1	583.9	584.9	3	588.4	606.7	3
574.9	575.6	3	539.5	544.0	3	587.3	591.0	3	607.2	610.0	3
584.0	584.7	3	544.0	547.0	2	591.5	594.5	1	611.6	613.0	3
586.5	587.2	3	547.6	550.5	2	594.5	600.5	2	614.5	618.6	1
587.7	592.4	2	550.5	551.2	3	601.5	604.4	3	618.6	620.7	3
592.4	594.7	1	552.5	557.3	1				622.4	623.6	3
594.7	596.0	2							633.3	635.2	1
596.0	601.0	1							637.8	639.0	3
601.0	602.8	2									
602.8	610.0	1									

由录井试油资料可知：CG119 井在 594.5~620m 井段钻井液漏失 1050m^3，气测异常，钻时降低，测试时在 578.77~619.91m 井段产油 6.1t/d、产水 10.2m^3/d，为低产油水同层，单井评价为中强岩溶，裂缝发育；CG122 井在 536.51~557.0m 井段钻时略有降低，气测异常差，钻井液无漏失，粘度无变化，测试为干层，单井评价为弱岩溶，裂缝发育程度差；CG123 井在

570.76～575.89m 井段钻时急剧下降，漏失钻井液 300m³，岩心上见稠油斑 3.04m，在 562～620m 井段钻井液漏失 852m³，钻井液只进不出，测试为中高产油层，单井评价为中强岩溶，裂缝发育；CG124 井在 611.6～618.6m 井段钻时快速下降，气测为异常，钻井液漏失 300m³，在 633.3～639.0m 井段钻时快速下降，测试为中高产液层，单井评价为中强岩溶，裂缝发育。用均方根振幅及其他各种方法缝洞检测值的量化分级结果见表 6－4。从表 6－4 中可看出均方根振幅量化分级后只与 CG122 井的测井解释结果不吻合，而与储产参数吻合很好，其他井与测井和储产参数均吻合很好。

表 6－4　地震检测值与井下参数的对比及其量化分级

井　号	井—震储层段（m）	测井储层有效厚度百分比			k（井—震裂缝密度）	井—震储层级别	储产参数				均方根振幅	小波分形指数
		Ⅰ级	Ⅱ级	Ⅲ级			（油＋水）产量（t/d）	漏失量（m³）	级别	单井评估	级别	级别
CG122	237～560	27.4	25.6	22.6	0.74	1	0	0	0	弱岩溶，裂缝干层发育差	3	2
CG123	569～610	37.3	19	5	0.73	1	78.5	1152	1	中强岩溶，裂缝发育，中高产油层	1	1
CG124	585～645	10	0	45	0.35	2	100	300	1	中强岩溶，裂缝发育，中高产油水层	1	2
CG119	578～620	7	14.2	18	0.32	3	57.4	1050	1	中强岩溶裂缝发育，低产油水同层	3	2

用均方根振幅值表征缝洞发育程度的量化分级后，方可进行网格化成图显示，见图 6－8。图中所表示的储层缝洞发育带的空间展布特征与主振幅相近，均方根振幅统计效应好，压噪能力强，图中缝洞发育带连片性好，但裂缝发育带的空间分辨率不如主振幅好。

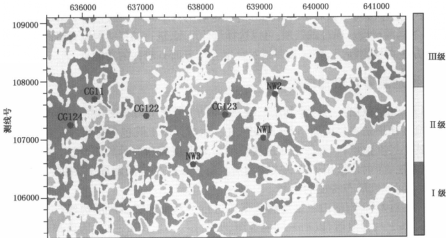


图 6－8　GQ2 南潜山 Tg 反射层均方根振幅平面图

二、高斯小波多尺度边缘检测法

用该法对三维地震数据进行了不同时窗、是否滤波和不同尺度的裂缝发育带检测处理试验，其量化分级结果见表6－4。

图6－9是用4种尺度的高斯小波（尺度因子 $a=2,3,4,5$）对潜山顶面Tg层反射波主值进行高斯小波分尺度缝洞裂缝发育带检测处理成果图。图中示出：各种尺度均能反映出被断层切割后各局部构造高点圈闭的面积大小和平面位置展布情况，但大尺度小波连片性好。局部高点圈闭间由裂缝划定的界线清楚些，而小尺度小波的效果刚好相反，但小尺度小波的裂缝发育带刻画得更细腻。

图6－10（Tg反射层）表明，高斯小波分尺度裂缝发育带检测法增加滤波功能后增强了裂缝发育带的方向性和分块性，尤其是大尺度法的效果更明显。图6－11（Tg＋8ms）和图6－12分别是高斯小波法有、无滤波功能的裂缝发育带检测图。从图中可清楚地看出，无滤波功能时，包含地质意义的有效信号全淹没在干扰噪声之中，滤波后，裂缝发育带的方向性和分块性就能较清楚地显现出来。

图6－13和图6－14是在Tg－2ms～Tg＋6ms时窗范围内高斯小波滤波前后的裂缝发育带检测图。比较图6－13和图6－11可看出，时窗范围内的统计效应具有明显的压噪功能。而由图6－13和图6－9可知，加时窗和不加时窗地质效果基本相当，但由于非Tg层位反射噪声的干扰，图中一些部位产生虚影。这表明反射同相轴主值部分的抗噪能力是较强的。由图6－13、图6－14及图6－10看出：加窗后滤波和不加窗滤波的效果基本相当，只是个别地方有很微小的变化，但是否滤波的结果相差很大，表明采用滤波压噪比采用时窗压噪的效果更为突出。

由上述高斯小波多参数、多功能方法对裂缝发育带检测效果的分析可得出如下几点认识：

（1）强反射同相轴波场主值本身压噪能力较强，所反映地质现象是真实可靠的。

（2）滤波的压噪效果比时窗内统计压噪效果好，尤其是对潜山内幕。

（3）用大尺度小波检测可突出裂缝发育带空间展布的宏观规律，使裂缝发育带连片性好，方向性强；小尺度小波可增强对小裂缝的分辨。这表明对不同的地质任务、不同地区、不同地质结构可选择不同的尺度。通过试处理，可以选择最佳尺度，进行储层缝洞发育带的检测处理。

（4）该方法在检测断层、裂缝及裂缝发育带方位方面有较强的功能。

三、三维地震多尺度边缘检测

该检测方法的特点有三：一是利用三维立体因子，考虑了裂缝发育带8个可能的方向进行检测；二是检测结果是多尺度而不是分尺度，在一张成果图上既包含有裂缝发育带的大尺度信息，也含有其小尺度信息；三是考虑了地震波场在潜山顶面和内幕的相异性，潜山顶面采用了屋脊型检测方法，而内幕采用了阶跃式检测法。由于该法考虑问题周全、细致，因此更有利于缝洞发育带空间三维展布特征的检测。

利用本法，对GQ2南潜山三维地震数据体进行了三维地震多尺度边缘检测，其检测值的量化分级见表6－4，分级后，以4ms间隔成图，见图6－15～图6－20（因篇幅有限，只显示了间隔8ms的时间切片）。这种小时间间隔成图法对研究潜山缝洞发育带纵横向展布特征及其演化过程十分有利。例如图中CG123井所处的裂缝发育带在潜山顶面（Tg层），其北部与构造更低的裂缝相连接，南部端点与东部裂缝带相连接；随着深度的增加、时间的增大，北端只有

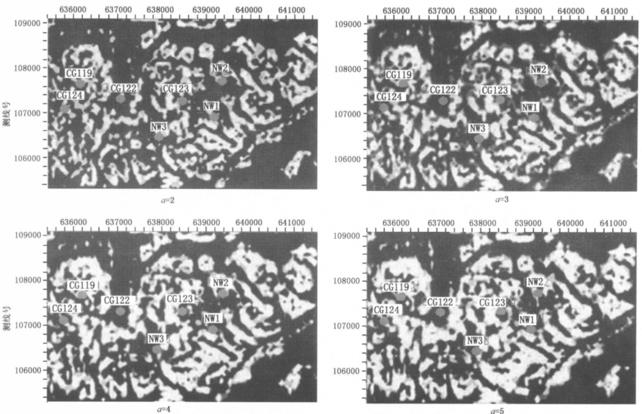


图 6－9 GQ2 南潜山顶面（Tg 反射层）裂缝发育带高斯小波分尺度检测图

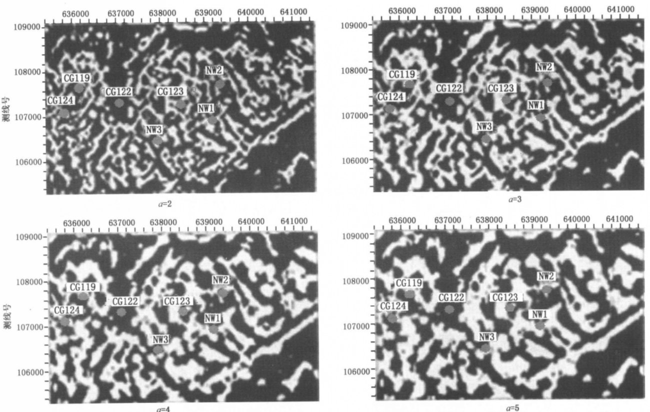


图 6－10 GQ2 潜山顶面（Tg 反射层）裂缝发育带高斯小波分尺度滤波检测图

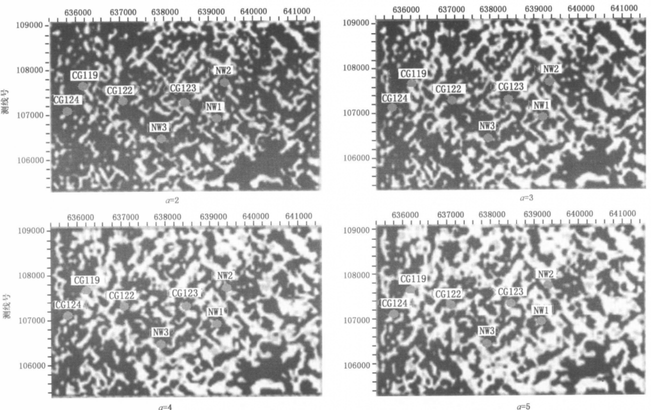


图 6－11　GQ2 南潜山(Tg +8ms)裂缝发育带高斯小波分尺度检测图

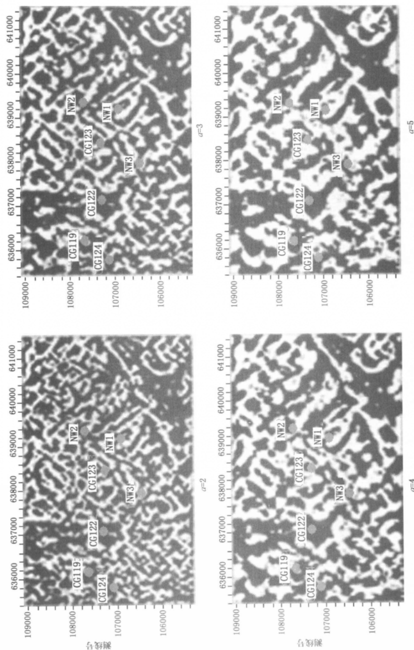


图 6－12　GQ2 南潜山(Tg＋8ms)裂缝发育带高斯小波分尺度滤波检测图

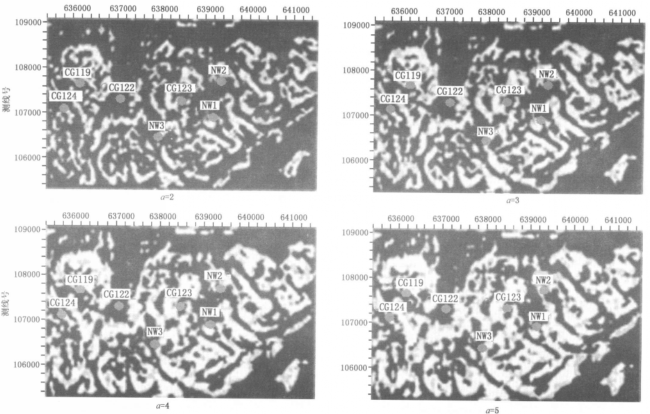


图 6-13　GQ2 南潜山（Tg -2ms ~ Tg +6ms）裂缝发育带高斯小波分尺度检测图

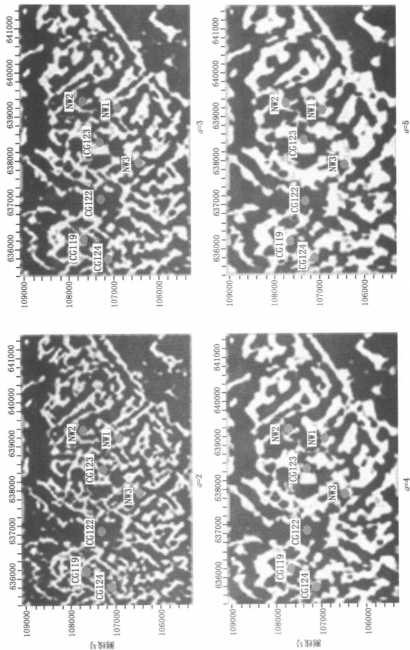


图 6－14　GQ2 南潜山(Tg －2ms～Tg ＋6ms)裂缝发育带高斯小波分尺度滤波检测图

很窄的小裂缝与更北的裂缝带相连接，而南端变化不大；但时间增大到 Tg +16ms 时，CG123 井所在的裂缝发育区在平面上已成为完全孤立的缝洞发育区块；时间再增大，其北端与更北的裂缝带又连通了。类似这种演化的分析对油气运移、成藏，评价及开发研究都是有益的。

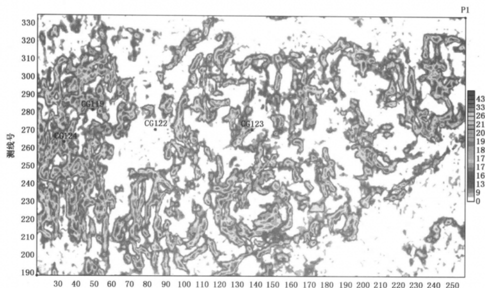


图 6 -15　GQ2 南潜山(Tg)缝洞发育带三维地震多尺度边缘检测图

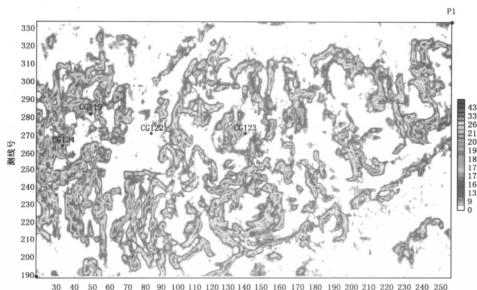


图 6 -16　GQ2 南潜山(Tg +8ms)缝洞发育带三维地震多尺度边缘检测裂缝预测图(Tg +8ms)

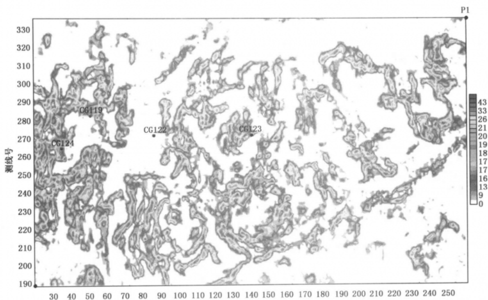


图6-17 GQ2 南潜山三维多尺度边缘检测裂缝预测图(Tg +16ms)

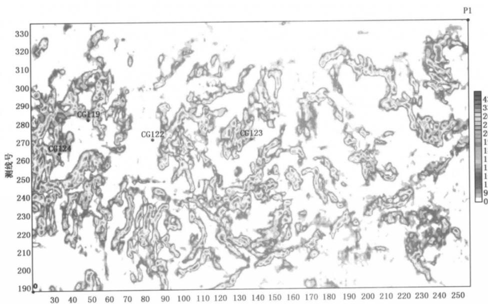


图6-18 GQ2 古潜山三维多尺度边缘检测裂缝预测图(Tg +24ms)

四、基于图形图像的缝洞边缘检测法

图形图像边缘检测技术实质上是检测和突出图像信息中突变信息的一种技术。对于地层中缝洞发育带,在地震波通过时会发生绕射、干涉等,导致接收到的反射波场信息产生突变。

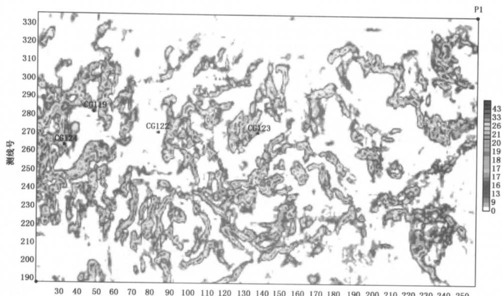


图 6 -19　GQ2 古潜山三维多尺度边缘检测裂缝预测图(Tg +32ms)

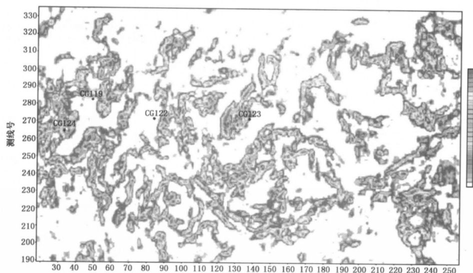


图 6 -20　GQ2 古潜山三维多尺度边缘检测裂缝预测图(Tg +40ms)

因此,将图形图像处理中的边缘检测技术引入到缝洞检测中,实际上就是利用三维地震相邻道相异性或相干性分析刻画和突出这些突变信息,结合钻井、测井等地质资料进行地层缝洞发育带预测。

基于图像处理的边缘检测方法有很多,如 RISCH、SOBEI、ROBERT、PREWITT 和高斯—拉普拉斯法等,它们都是利用多维算子模板对各方向地震信息进行褶积运算,最后选取最大(小)值作为输出值。这些方法对缝洞的识别能力不一样,因而它们的缝洞检测效果也不一样。

图6－21～图6－25是用上述方法对GQ2潜山顶面基于图像边缘检测的结果与潜山盖层等时差叠合图。可以看出：RISCH、SOBEL、ROBERT 3种方法能有效地检测出参数值异常带，但突出裂缝带发育的方位不同，且边界现象较明显；PREWITT和高斯—拉普拉斯方法同样能有效地检测出参数值异常带，尤其是划分构造位置高低，陡缓边界的能力较强，因而能准确地标识出有效裂缝带的分布特征和展布方向。其中高斯—拉普拉斯方法更能有效地除去高低频奇异值对结果的影响，其展示的裂缝特征与前3种方法相比效果更好些。

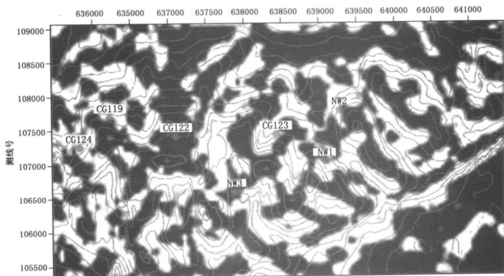


图6－21　高斯小波大尺度加窗（Tg－2ms～Tg＋6ms）滤波与潜山盖层等时差叠合图

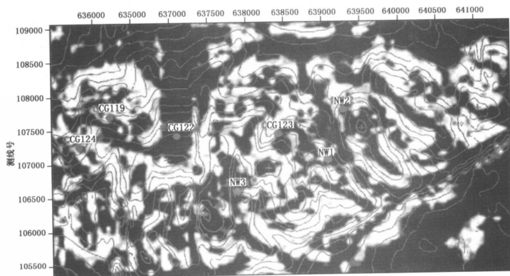


图6－22　潜山顶面（Tg层）高斯小波大尺度检测结果与潜山盖层等时差值的叠合图

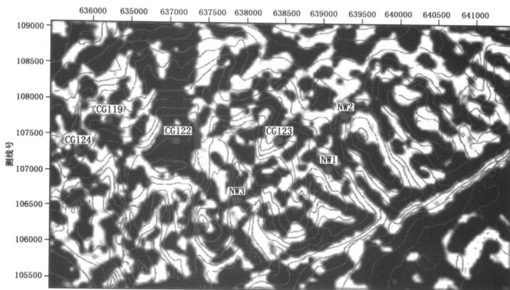


图 6 -23　潜山顶面(Tg +4ms)高斯小波中尺度检测值与潜山盖层等时差值的叠合图

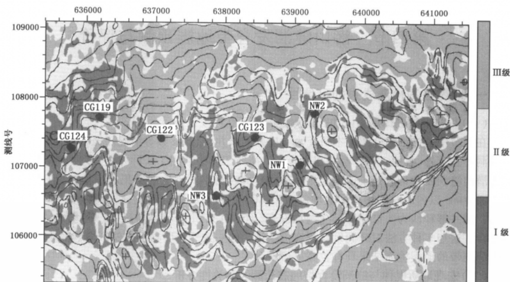


图 6 -24　潜山顶面三维地震多尺度边缘检测值与潜山盖层等时差值的叠合图

参见书后彩图

把高斯—拉普拉斯边缘检测与图 6 -5 叠合在一起(图 6 -25)可以看出:在图 6 -5 上曲率变化较大的地带,检测出的条带明显较多;相反,在曲率变化小的平坦地带,检测出的条带较少。曲率变化大,反映出地层变形大,易产生裂缝。因此地震与地质两者具有较高的一致性,故说明高斯—拉普拉斯边缘检测方法是正确和有效的。

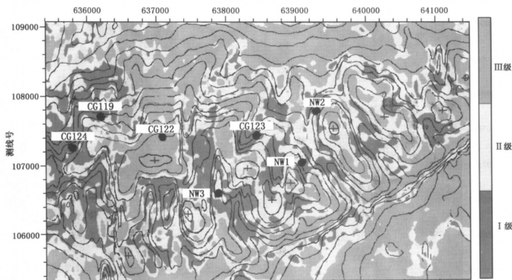


图6－25　潜山顶面均方根振幅检测值与潜山盖层等时差值的叠合图

参见书后彩图

第四节　潜山缝洞发育带地震预测与评价

一、地震缝洞检测成果的可信性

（一）用井中裂缝信息验证地震检测缝洞的可靠性

在上节中较详细地介绍了本研究区4口井的录井、储产参数等情况。概括地说，除CG122井缝洞不发育外，其他3口井都是很发育的。研究工作中共用了8种方法、多种参数对研究区内的潜山缝洞发育带进行了地震检测处理，结果表明，不同方法的结果在潜山顶面（Tg层）及其下面40ms以内的时间切片图上均反映出CG122井储层缝洞不发育，而其他3口井却是发育的。测井解释认为4口井储层缝洞均发育，但CG122井的解释与录井、开发和地震信息均不吻合。这与多种方法对缝洞发育程度检测结果的一致性，且与录井、储产参数的吻合性充分证明缝洞带的地震检测结果具有较高可信度。

（二）宏观地质规律与缝洞发育带地震检测的相关性分析

上面是由小尺度的井中资料证明缝洞带的地震检测的可信性，那么地震检测结果指出的缝洞发育带的空间展布特征与宏观地质规律是否有相关性呢？如果有，就进一步证明缝洞地震检测在平面上的展布规律也是可信的。

图6－21是Tg层向上2ms加向下6ms的时窗范围内高斯小波大尺度滤波处理结果。以5000m/s的速度计算，相当该图可以表征由潜山顶面向下15m厚风化壳的缝洞展布特征。图中黑色部分主要分布在局部高点、构造轴脊、构造鼻梁、开阔平台高地、宽缓斜坡及较低部位的开阔平地。在构造轴脊和鼻梁的两翼有长短和宽窄不同的沟谷，这些沟谷的形成是早期断层或裂缝受后期的淡水淋滤、风化、溶蚀改造而成，但它们仍能表现出原来断层或裂缝的宏观方位。

在图6－21中CG124井与CG119井被北西向的鼻状构造所隔开。CG124井位于这个构造鼻西南翼的冲沟中。该冲沟与图6－4中相同位置北西向的断层相一致；NW3点所在的北西西向冲沟与图6－4中CG122井与CG123井中间所夹断层的东南段方向相一致；CG123井所在构造与其东边构造间的冲沟与图6－4中CG123井东北面北西方向的断层东南段相一致；CG6井所在构造与其西南相邻构造间所夹冲沟与图6－4中CG6井西南相邻的北西向断层相一致。这些构造的轴向、断裂和冲沟与地震检测出的非密集缝洞带的分布是一致的，对三维地震多尺度边缘检测和主振幅及均方根振幅方法的检测图采用同样的分析方法，会得出类似的结论。这进一步证明地震检测得到的缝洞发育带的空间展布规律也是可信的。

二、缝洞发育带地震预测值的特征描述与分析

（一）潜山顶面构造轴向与缝洞发育带的地震预测和评价

图6－4中，在本研究区西北角和东南角有两条穿越本研究区的北东向大断层，除此之外，其内部未发现有北东向的断层和裂缝。但在前面介绍的所有方法的地震检测图上，尤其在图6－21中除存在北西向的构造轴向、鼻梁、裂缝发育带外，还发现了北东向也存在这些地质结构特征。例如图中存在穿越CG122井及其所在构造高点沿北北东—南西西方向延伸的鼻状构造带，又如CG123井所在构造的南高点具有明显的北东方向的构造轴脊，这个轴脊的两翼具有明显的北东方向的裂缝发育带。在不加时窗、无滤波，减小尺度的高斯小波缝洞检测图中可以预测更小尺度的构造轴脊、鼻梁、裂缝发育带的延伸方向，而且表现得更精细可靠。图6－22是高斯小波大尺度缝洞检测值沿Tg层主值的时间切片，它仅反映潜山面的构造断层、裂缝、风化溶蚀特征，其空间展布与图6－21有一定差别：例如图中CG124井和CG119井中间鼻梁及断层裂缝发育带为近北西西—南东东方向；CG123井构造南高点北东向的构造轴脊显示得更突出。图6－23是高斯小波中尺度滤波法沿Tg＋4ms的时间切片，它表征的是潜山顶向下约10m深度的构造缝洞展布特征，它能反映与断层或较大裂缝伴生的更小尺度的裂缝发育带，例如图中在CG123井构造北高点南侧与NW3点形成一条北东向构造轴脊，在这个轴脊南平行于轴脊有细小裂缝发育带，并且在轴脊的北东端出现多条北东方向的细小裂缝发育带。在图6－21～图6－23中可明显看到北东向的裂缝发育带切割了北西向的构造，这与郯庐大断层的左旋、右旋和构造、断层的形成演化与发展是相吻合的。

图6－24是在Tg上、下各2ms时窗范围内的三维地震多尺度边缘检测沿Tg的时间切片，它反映潜山顶面5m范围内的缝洞展布特征。图中红色代表缝洞最发育，黄色、深黄、绿色，白色为不发育。图中表现出宽而平的残丘高地、宽而平缓的构造斜坡及鼻状构造带、较低部位的宽阔平地等都是缝洞不发育区。CG122井的残丘高地及向南延伸的构造宽鼻和向北延伸的宽缓斜坡以西，CG119和CG124井所在的区域及CG122井构造南面、东面南北向的沟谷都是缝洞发育区。除CG122井构造外其余各局部构造北坡近北北东向的沟谷和各构造南坡近南南东方向延伸的沟谷均是缝洞发育带。图6－25是Tg层上下各10ms范围内的均方根振幅沿Tg的时间切片，它反映潜山面向下约25m范围内潜山风化壳的缝洞展布特征，其展布规律与图6－24相近，只是缝洞发带的连片性和分带性更强，表现缝洞发育的细节较少。

图6－26～图6－30为潜山顶面各类图像边缘检测值与潜山盖层等时差值的叠合图，各图在预测潜山顶面裂缝发育带的边界能力较强，预测各裂缝发育带的展布方向也有一定的功能，但对裂缝发育带内部地震缝洞体元的展布特征表现能力很差。

上述分析表明，以地震缝洞检测为主结合宏观地质规律进行综合分析，不但可以预测较大

尺度的构造、轴脊、断层延伸方向，还可预测地质、井中信息发现不了的与大尺度相伴生的小的构造轴脊、断层、裂缝的发育方向、密集程度及其空间展布特征。

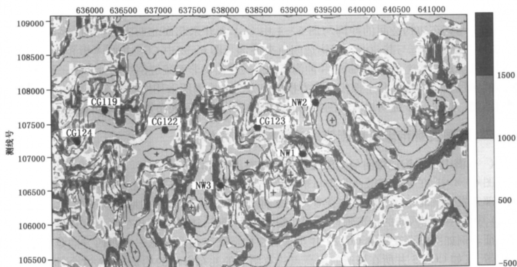


图 6 -26　潜山顶面 RISCH 图像边缘检测值与潜山盖层等时差值的叠合图

参见书后彩图

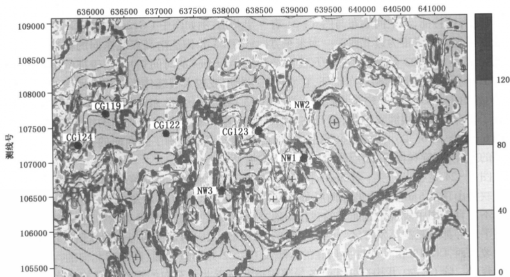


图 6 -27　潜山顶面 ROBERT 图像边缘检测值与潜山盖层等时差值的叠合图

参见书后彩图

（二）潜山内幕缝洞发育带地震预测与评价

图 6 -31 是三维地震缝洞检测 Tg +8ms 的时间切片，它反映的是潜山面以下 15 ~25m 范围左右的缝洞发育特征。其特征与图 6 -24 相近，但缝洞不发育带的面积增加，裂缝发育带的宽度变窄，条带性增强，裂缝发育带的北边界南移。图 6 -32 是三维地震缝洞检测 Tg +16ms 的时间切片，它表征的是潜山面以下约 35 ~45m 深度范围内缝洞发育带的展布特征，与图

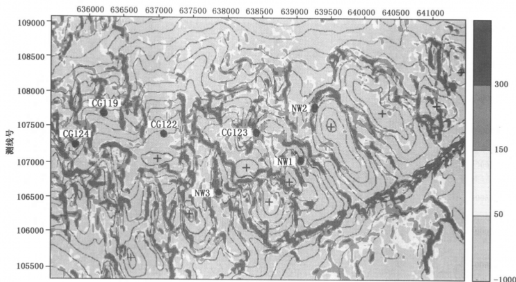


图 6 -28　潜山顶面 SOBEL 图像边缘检测值与潜山盖层等时差值的叠合图

参见书后彩图

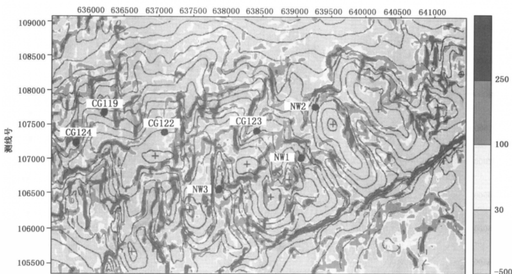


图 6 -29　潜山顶面 PREWTT 图像边缘检测值与潜山盖层等时差值的叠合图

参见书后彩图

6 -31相比缝洞发育带的位置和延伸方向基本没变，但带宽继续变窄，在平面显示上出现了与周围不连通的孤立的缝洞发育区，如 CG123 井所在区域和在研究区内由东向西数第 3 和第 4 两个局部构造南半部所夹的沟谷及构造斜坡带等。在图 6 -31 和图 6 -32 中，CG122 井东边相邻的南北向缝洞发育带存在向西边 CG122 井方向拓宽的迹象，在 CG122 井构造高点南北向的缝洞发育带有向北 CG122 井方向延伸的迹象。图 6 -33 是三维地震多尺度法在 Tg 向下 40ms 处的时间切片，它表征的是潜山面下约 95 ~ 105m 范围内的缝洞发育带展布特征。在该图中，上述两个缝洞发育带继续向东、向北扩，并在 CG122 井构造高点东端相连接，CG123 井

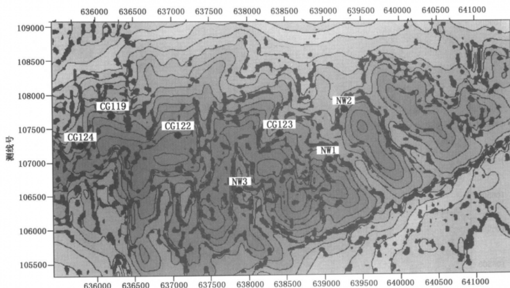


图 6-30 潜山顶面高斯—拉普拉斯边缘检测值与潜山盖层等时差值的叠合图

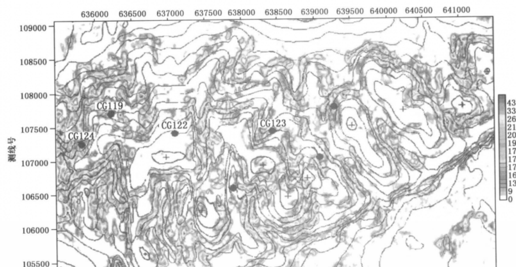


图 6-31 三维地震缝洞检测多尺度边缘检测 Tg +8ms 的时间切片与盖层等时差叠合

参见书后彩图

所在的孤立缝洞发育区又与其冲沟北东段的缝洞发育段相连通，构成一个条带性更强的北东方向缝洞发育带。在图 6-33 中除东南与边界大断层伴生的缝洞发育带是北东方向外，其他内部缝洞发育带的宏观方向均与东南部边界断层成一定交角，呈北北东向。

图 6-34～图 6-37 分别是 GQ2 南潜山 Tg 反射层以下 30～50ms，50～70ms，70～90ms，90～110ms 时窗范围内主振幅与高斯—拉普拉斯边缘检测结果的叠合图。按 5000m/s 速度估算，这几张图所反映的缝洞发育带的空间展布特征分别位于潜山面以下 75～125m，125～175m，175～225m，225～275m 左右的深度段内。

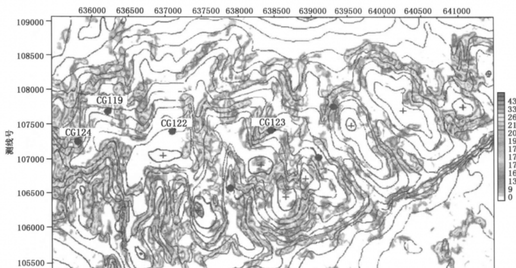


图 6 -32　三维地震缝洞多尺度边缘检测 Tg +16ms 的时间切片与潜山盖层等时差叠合图

参见书后彩图

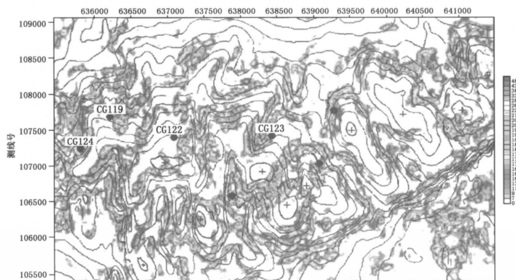


图 6 -33　三维地震缝洞多尺度边缘检测 Tg +40ms 的时间切片与潜山盖层等时差叠合图

参见书后彩图

由图 6 -34 预测，在 CG122 井下 75 ~125m 深度段存在一个缝洞发育区，CG119 井下处在一个很小的缝洞发育块上，而其余两口井都处于缝洞相对不发育区，尤其是 CG119 和 CG124 井在潜山顶面是处在研究区西部大面积缝洞发育区，而在这个深度段大都变成了大面积的缝洞不发育区。

在图 6 -35 中，深度约为 125 ~175m 内，CG122 井所处的缝洞发育区向南北延伸，面积增大，但缝洞发育级别有所降低，CG119 和 CG123 井处缝洞发育面积有所增大，但缝洞发育级别低于 CG122 井，CG124 井仍处在不发育区。

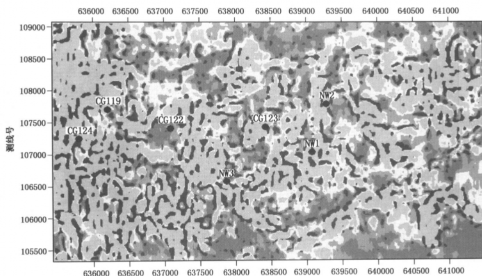


图 6-34 GQ2 南潜山面(Tg 层)以下 30～50ms 主振幅与高斯—拉普拉斯边缘检测叠合图

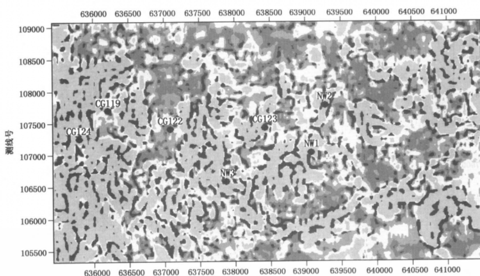


图 6-35 GQ2 南潜山面(Tg 层)以下 50～70ms 主振幅与高斯—拉普拉斯边缘检测叠合图

在图 6-36 和图 6-37 中,缝洞展布特征与上面各深度段缝洞展布规律相比发生了较大的变化。图中以 CG122 井、CG123 井和 NW3 与 NW1 点所包围的缝洞不发育区为中心向外扩展,缝洞发育带呈环状和放射状,尤其是 CG123 井以东 3 条缝洞发育带与东南部边界断层基本平行。由此推断,这个不发育中心在当时的地质环境中可能处于较高的部位。

潜山面 Tg 层下面各时间段地震缝洞预测表明,该区不但潜山顶面缝洞发育具有明显的方向性、分带分区性,在纵向上也具有分带性,并给出了由潜山顶面向下缝洞发育带的分带性与方向性的演变过程。

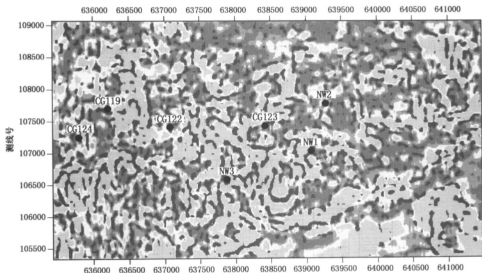


图 6-36　GQ2 南潜山面(Tg 层)以下 70～90ms 主振幅与高斯—拉普拉斯边缘检测叠合图

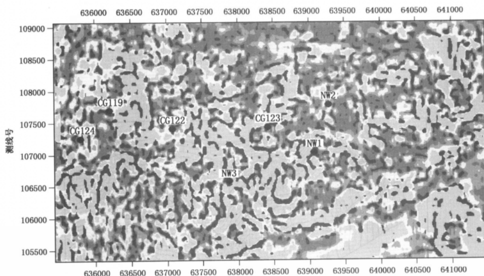


图 6-37　GQ2 南潜山面(Tg 层)以下 90～110ms 主振幅与高斯—拉普拉斯边缘检测叠合图

第五节　GQ2 南潜山油气储集的有利区域

由前人研究成果可知,GQ2 南潜山埋藏深度不大,具有良好的成藏条件。该区位于东营凹陷南部,处于盆地边缘断层附近的高部位。研究区内的残丘山是自燕山运动末期以来长期隆升并遭受风化剥蚀和溶蚀形成的。储层的缝洞十分发育,北部临近的牛庄洼陷具有丰富的油源,由郯庐大断裂左旋及右旋形成的北西和北东方向大断裂是油气由北部洼陷向该区运移

的良好通道。古近系沙河街组四段也具有生油能力，其油气排出和运移以侧向为主，由洼陷沿砂体、不整合面及断层等向高部位运移。广饶残丘山盖层为新近系馆陶组和明化镇组，潜山顶面之上盖层的岩性在横向上极不均匀，见图6-38。不均一性与古地貌地理高程的不同位置有一定关系，类似于海岸边沉积物的岩石颗粒较粗、向海水深处沉积的颗粒变细的情况。图6-5与图6-3显示，该区古构造与今构造形态大体相近。因此我们可以利用图6-39广饶潜山西段下古生界顶面构造图代替其古构造图，对潜山盖层岩性分布作近似分析。由图6-39中可知：揭示出Ⅰ类盖层岩性特征的CG107井、CG105井位于构造沟谷高端边部，CG103井位于构造沟谷高端断层边缘；揭示出Ⅱ类盖层岩性特征的CG100和CG1井位于宽而平的构造高部位；揭示出Ⅲ类盖层岩性特征的草古112井位于两个局部高点所夹的沟底。在临界盖层之上，是封堵条件很好的以泥岩为主的明化镇组地层，这进一步优化了盖层的封堵条件。

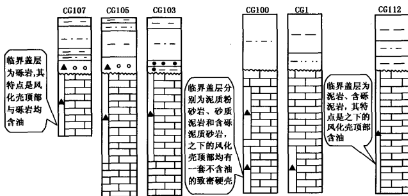


图6-38　广饶潜山西段奥陶系盖层类型图

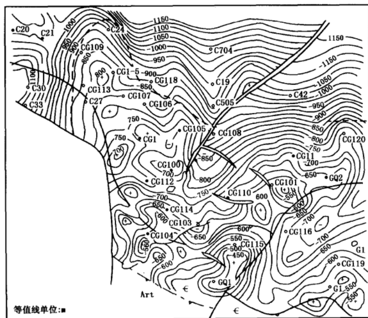


图6-39　广饶潜山西段下古生界顶面构造图(李丕龙等,2003)

按照上述思路和方法,可以估测 GQ2 南潜山盖层岩性大概的分布情况,更详细的了解需利用高分辨率地震资料进行盖层岩性预测。

根据上节潜山缝洞发育带地震预测图中所展示出的特征,研究区内大部分宽而平的构造高点和鼻梁部位均为缝洞不发育带。它们可能是潜山顶面自身形成的不含油的灰质致密硬壳,属于第Ⅱ类的局部盖层。当然也可能像 CG122 井所揭示的那样是一个不含油的碳酸盐岩致密岩核体。

由图 6 -40 可知,该研究区东南面断层下降盘是古近系沙河街组,该组岩性为深灰色泥岩与灰白色砂岩夹酸酸盐岩和油页岩。由于其中有砂岩层存在,有可能对该区油气沿断层面运移的侧向封堵不利,但沙四段也有生油能力,因此油气也可通过断面和不整合面运移到构造高部位。从潜山面 Tg 构造(图 6 -3)可知,该区构造高点与东南边界断层间有的高差超过 100m,这对该区油气的成藏是很有利的。

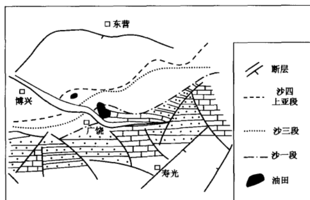


图 6 -40 GQ2 南下古生界潜山与古近系盖层分布关系图

上述分析表明,该潜山具有良好的成藏条件,只是埋藏较浅,原油降解程度严重,使原油变为密度和粘度较大的稠油。

有的研究者曾认为,广 1 井构造高度为 550m,在录井时见到了沥青颗粒。而构造高度小于 500m 的 CG122 井为干井,据此确认该区因埋藏太浅,盖层封堵不好,高部位油气都逸散了。所以在该区选择储层有利区域时,把潜山面的埋藏深度作为主要条件,只能在 Tg 层构造深度低于 550m 以下的范围内去选择有利区。我们的上述研究结果不支持此种观点。由盖层封堵条件的分析和缝洞带地震预测结果的综合分析表明,CG122 井为干井不是因为它所处的构造位置高而是因为它处于一片厚度较大且缝洞很不发育的碳酸盐岩硬壳中;还有构造深度为 520m 的 CG123 井不是也发现了油气吗?这些都直接证明了人们的上述顾虑是不必要的。

人们除了担心 Tg 层埋藏太浅之外,还担心潜水面太浅的问题。由于本区的钻井都很浅,很难找到有力证据说明潜水面太浅引起的问题。而且有一系列令人迷惑的现象:CG119 井是油水同层,水多油少,油只占水的 12.8%;CG124 井只出水不产油;CG123 井的优质储层集中在进入潜山 30m 左右的深度段,同样出的水比油多,油占水的比例只有 13.4%。这似乎是由于该潜山的底水太浅造成的。果真如此,则对该潜山的评价极其不利:储层埋藏浅,底水面又浅,有利的储层段太薄,且只见少量分布不均的稠油,则该潜山就没有进一步研究的价值了。关键在于上述 3 口井所出的水是否来自潜山底水?对比研究发现:该区与任丘雾迷山潜山在

地震反射结构特征上有很多相似之处，尤其是潜山面之下都存在呈层状的反射。雾迷山潜山油田在开发前期把潜山风化壳雾1至雾5层段视为有利储层，潜山高部位的井，产油一段时间之后都出了水，于是认为底水全面上升，可能到了油田开发后期了。但在稍低的部位打井出油后，发现该层油与前面井中的油不是同一层，而且还没有多少水，接着发现了在雾1至雾5下面有个含泥质较重的泥质灰岩隔层（雾6），隔层之下发现了新的储层（雾7），让人们有了柳暗花明又一村之感。随后又发现了隔层雾8、储层雾9。同时还发现虽然潜山有整装底水，但各层有各层的层间水。在第五章图5-12中各井截止到2000年9月的累积产能有如下特殊情况：10井为783553t；与10井邻近且构造高度相同的3-5x井产能只是4127t；比3-5x井低100m的9井产能却是414416t，与10井同在一个构造斜坡带上、但比10井高50m之多的3-6井产油11966t，含水88.7%，而10井含水只有58.2%。这种产能和含水百分比与构造高低、相距远近不成正比的反常现象在碳酸盐岩油田中比比皆是。从图5-12中可见到这些高产井均落在缝洞地震检测的储层缝洞发育带中，而低产井均位于储层缝洞相对不发育区。它充分显示了碳酸盐岩储层具有极强的非均质性。

本区在风化壳下面是否也存在隔层和新的储层呢？3口井所出的水是层间水？底水？还是这些井与周边大断层是连通的沿断层面运移上来的水呢？

尽管本次研究所用地震资料的主频太低（只有18～20Hz），地震记录纵向分辨率太低，使地震预测的纵向缝洞发育带的深度段很不准确，但毕竟发现了风化壳下面存在新的缝洞发育带，且缝洞平面展布规律与风化壳顶面不尽相同。此发现可启示人们对该残丘山类潜山内幕储层有进行深入研究的必要，当然，这需要利用高分辨率的三维地震资料。如果能查明该潜山内幕确实有隔层，那么本区3口井出的水就不是潜山底水。潜山储层的评价也大不一样了。

综上分析表明与该研究区相似的碳酸盐岩残丘山油气储集有利区的选择应遵守如下几个条件：缝洞发育是必要条件；有利的沉积相和合适的构造位置是充分条件；缝洞发育带的连通性为可选条件。

根据这些条件，该研究区油气储集有利区应按如下先后顺序选择。

（1）在构造高点中选择圈闭等值线不规则不光滑的部分，特别是环状锯齿形、波动较大的地震缝洞检测发育区段。如CG123井所在构造南、北高点之间的鞍部及南高点的北翼。

（2）冲沟高端较陡的翼部或构造鼻部较陡的翼部边缘地段的地震裂缝检测发育带，如CG123井和NW2点位所在构造间南边冲沟高端西翼陡带及NW2点位所在构造与东部相邻构造间南边冲沟高端西翼陡带。

（3）与大断层连通性相对较差的地震检测缝洞发育带。

（4）潜山顶面与内幕均为油气储集有利区。

第七章 CB30潜山缝洞储层综合预测

第一节 研究区地质构造及储层基本特征

CB30潜山属于上剥下断型褶皱型储集体,其构造是受CB30北和CB30南两条NE向基底大断裂控制的上剥下断型褶皱山,下古生界顶部遭受了不同程度的剥蚀,中生界直接覆盖在下古生界之上,而且下古生界与太古界为断面接触。除上述两条断层外,断至中生界的较大断层还有CB30东断层和CB303南断层。CB30东断层将CB30潜山分为主体和斜坡两部分,而CB303南断层将CB30潜山主体分割成CB30和CB302两个潜山山头。

在整个地质历史时期,印支运动期发生抬斜、褶皱、逆冲断裂,所形成的背斜高部位或断块上升盘因风化剥蚀作用使得古生界残留厚度小,保存极不完整;燕山运动期产生新的拉张断层,早期逆断层在拉张应力的作用下向正断层转化;喜马拉雅运动期产生了新的拉张正断层。3期构造运动叠加在该潜山上,使其构造、地层不仅十分复杂,而且储集空间具有类型多、结构复杂、纵横向变化大的特点。

CB30潜山下古生界残留厚度小,且经历了长期的风化剥蚀和多次强烈的构造运动,形成了以构造缝、溶蚀孔洞缝为主的良好储集空间。岩心观察发现,裂缝中约有60%的方解石脉中发育有晶簇孔洞,且含油好,虽然未发现钻具放空现象,但在CB30、CB301、CB302、CB303等井的岩心中见到大量的溶蚀孔洞缝及充填洞穴。洞体一般为5mm×6mm,有100mm×7mm的充填溶蚀洞穴。CB301井钻遇下古生界潜山即见油气显示,钻进速度加快;CB30、CB301、CB302、CB303、CB38井均在钻进过程中多次发生钻时缩短、泥浆漏失现象,亦说明风化壳部位溶蚀孔洞缝发育。

CB30潜山经历了多次强烈的构造运动,其中燕山—喜马拉雅期所形成的正断裂对储集层起决定性的作用,总体上在成山断层附近储层厚度大。如CB302井位于两条成山大断层交汇处,其裂缝相当发育,且含油厚度大;既位于背斜轴部又紧邻成山大断层的CB303井钻遇的下古生界白云岩、灰岩、白云质灰岩等层段均为缝洞发育储集层;位于CB30潜山最高部位的CB30井,裂缝密度最高可达137条/m。

总之,CB30潜山下古生界残留厚度小,具有以构造裂缝、溶蚀孔洞为主的良好储集空间。各种类型的储集空间相互交错形成了缝连洞(孔)、孔接缝的储集空间网络,下古生界、太古界储集空间互为一体,为油气聚集提供了极好的条件。

第二节 地震主参数缝洞检测结果分析

对CB30潜山的储层地质、测井、钻井资料分析表明,潜山面以下50m范围是缝洞最发育层段,以下100m左右为缝洞发育层段。为了从地震数据中反映缝洞的平面发育规律,对三维地震数据进行主参数处理。将检测时窗确定为20ms,并进行分段检测,由此分别沿潜山面用

向上 10ms,向下 20ms 的时窗(相当于潜山面以下 60m 厚度)和向上 10ms 向下 40ms 时窗(相当于潜山面以下 120m 厚度)提取了均方根主振幅和主频率两种参数,同时为了反映潜山内幕缝洞系统的纵向变化规律,沿潜山面往下分 6 个时段(-10 ~ 10ms, 10 ~ 30ms, 30 ~ 50ms, 50 ~ 70ms, 70 ~ 90ms, 90 ~ 110ms,每时段相当于 60m 厚度)提取了均方根主振幅和主频率参数。

一、地震主参数联井分析及量化分级

(一)潜山中上部地震主参数和地质参数的量化分级

井点处提取的地震主参数和钻井综合评价、岩溶及裂缝评价参数示于表 7 -1。表中钻井综合评价数据来源于完井报告,其定级依据以测井储层解释为主,并参考了钻井显示、录井、岩心分析成果(Ⅰ级储层评价值为 1, Ⅱ 级储层评价值为 0.5, Ⅲ 级储层评价值为 0.1)。岩溶和裂缝发育资料来源于研究报告“济阳坳陷古潜山储集体油气勘探综合研究评价方法”(2003 年,成都理工大学,中国石化胜利油田有限公司);裂缝较发育或中强岩溶评价值为 1;计算结果中的裂缝发育差或不发育或弱岩溶评级为 0.5;因测井曲线特征明显反映裂缝不发育而未计算的或计算结果为无岩溶的评价值为 0.1。为了与地质成果相比较,主参数也按最大值进行了标准化,其结果为地震评价分值(表 7 -1)。

表 7 -1　CB30 潜山中上部地震、钻井、裂缝、岩溶评价参数对比表

时窗 (ms)	井　名	地震原始值			地震标准化值			钻井综合评价	岩溶发育程度	裂缝发育程度
		主振幅	主频率	评价值	主振幅	主频率	评价值			
-10 ~ 20	CB302	427.00	14.40	29.65	1.00	0.69	1.00	1.00	1.00	1.00
	CB303	432.00	21.00	20.57	1.00	1.00	0.69	0.50	0.10	0.10
	CB30	272.00	10.60	25.66	0.60	0.50	0.87	0.50	1.00	1.00
	CB301	167.00	10.50	15.91	0.40	0.50	0.54	0.10	0.10	0.10
-10 ~ 40	CB302	331.00	12.00	27.58	0.92	0.61	1.00	1.00	1.00	1.00
	CB303	358.00	19.70	18.17	1.00	1.00	0.66	1.00	0.50	0.10
	CB30	219.00	9.60	22.81	0.61	0.49	0.83	1.00	1.00	1.00
	CB301	180.00	15.40	11.69	0.50	0.78	0.42	1.00	0.10	0.10

(二)潜山中上部储层联井分析

利用表 7 -1 做出了图 7 -1 ~ 图 7 -2 所示的地震、钻井、裂缝、岩溶评价 4 项参数对比图。图中反映出:地震主振幅值高,一般钻井、裂缝、岩溶评价值亦高。但也有例外,如 CB303 井,其主振幅高,但钻井评分值为 0.5,而岩溶和裂缝不发育,其原因主要是由于 CB303 井潜山中上部存在较厚的泥岩、页岩段,它们与碳酸盐岩间存在较强反射。产气井对主频率影响较大,如 CB30、CB301 产气量在 $8 \times 10^4 m^3/d$ 以上, CB302、CB303 产气量小于 $2.5 \times 10^4 m^3/d$。前者的地震主频率明显低于后者,即产气导致地震波频率的降低比产油的影响更明显。在此前提下,为了从主参数上反映缝洞发育程度,又要消除岩性因素的影响、增强油气识别能力,采用了主振幅除以主频率获得一种新的评价参数——地震综合评价参数。该参数与钻井评价、岩溶和裂缝评价参数具有明显的正相关性(其值高,钻井、岩溶、裂缝评价值也高,如 CB302, CB30 井,反之如 CB303 井;其值低,岩溶、裂缝均不发育,如 CB301 井)。根据 4 种评价参数对比结果,可以以地震评价参数对缝洞进行量化分级:Ⅰ级,大于 30;Ⅱ级,22 ~ 30;Ⅲ级,10 ~ 22;Ⅳ级,小于 10。

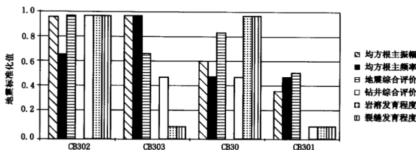


图 7 -1　-10 ~20ms 地震评价参数与钻井、岩溶、裂缝评价参数对比图

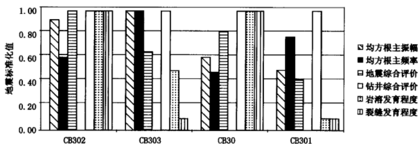


图 7 -2　-10 ~40ms 地震评价参数与钻井、岩溶、裂缝评价参数对比图

(三)潜山储层纵向变化特征联井分析

采用与上述相同的办法对各时间段地震检测值进行缝洞发育程度的量化分级(表 7 -2)并进行井—震相关分析,从而了解该研究区潜山内幕不同层段的缝洞发育情况及平面展布特征。

表 7 -2　CB30 潜山分时段地震、钻井、裂缝、岩溶评价参数对比表

时窗(ms)	井 名	地震原始值			地震标准化值			钻井综合评价	岩溶发育程度	裂缝发育程度
		主振幅	主频率	评价值	主振幅	主频率	评价值			
-10 ~10	CB302	506.60	16.90	29.98	1.00	0.69	1.00	1.00	0.50	1.00
	CB303	501.20	24.50	20.46	0.99	1.00	0.68	0.50	0.10	0.10
	CB30	313.60	12.20	25.71	0.62	0.50	0.86	0.50	0.50	1.00
	CB301	203.00	13.10	15.50	0.40	0.53	0.52	0.50	0.10	0.10
10 ~30	CB302	198.00	6.80	29.09	0.89	0.63	1.00	1.00	1.00	1.00
	CB303	221.00	10.80	20.49	1.00	1.00	0.70	0.50	0.10	0.10
	CB30	195.00	8.10	24.05	0.88	0.75	0.83	0.50	1.00	1.00
	CB301	131.00	8.30	15.81	0.59	0.77	0.54	0.10	0.10	0.10
30 ~50	CB302	124.00	23.20	5.35	0.51	0.95	0.39	0.10	0.10	0.10
	CB303	241.00	24.30	9.92	1.00	1.00	0.72	1.00	0.50	0.10
	CB30	137.00	11.60	11.81	0.57	0.48	0.86	0.50	0.10	1.00
	CB301	190.00	13.90	13.67	0.79	0.57	1.00	1.00	0.10	0.10

续表

时窗 (ms)	井 名	地震原始值			地震标准化值			钻井综合评价	岩溶发育程度	裂缝发育程度
		主振幅	主频率	评价值	主振幅	主频率	评价值			
50～70	CB302	108.00	13.00	8.31	0.77	0.77	0.73	0.50	0.10	0.10
	CB303	100.00	8.80	11.36	0.71	0.52	1.00	0.50	未评价	未评价
	CB30	112.00	16.80	6.67	0.79	1.00	0.59	0.50	未评价	未评价
	CB301	141.00	16.10	8.76	1.00	0.96	0.77	0.50	未评价	未评价
70～90	CB302	223.00	15.60	14.30	0.78	0.72	0.78	0.10	0.10	0.10
	CB303	211.00	21.70	9.72	0.74	1.00	0.53	0.10	未评价	未评价
	CB30	286.00	15.60	18.33	1.00	0.72	1.00	0.50	未评价	未评价
	CB301	112.00	14.20	7.89	0.39	0.65	0.43	0.50	未评价	未评价
90～110	CB302	151.00	12.00	12.58	0.83	0.70	0.64	0.10	0.10	0.10
	CB303	97.00	4.90	19.80	0.53	0.29	1.00	1.00	未评价	未评价
	CB30	182.00	10.10	18.02	1.00	0.59	0.91	0.50	未评价	未评价
	CB301	165.00	17.20	9.59	0.91	1.00	0.48	0.10	未评价	未评价

−10～10ms(相当于潜山顶面以下30m厚度)井段CB302、CB30井地震评价参数最高,其钻井、岩溶、裂缝评价值均较高;CB303井中等,主要原因是其顶部潜山裂缝均被充填,中下部灰岩中泥质成分增加,柔性增大,不易产生裂缝,故钻井显示中等,裂缝、岩溶均不发育;CB301地震综合评价系数低,钻井评价中等,无岩溶、裂缝不发育,这与其顶部不产油相吻合。

10～30ms(相当于潜山面以下30～90m左右)与−10～10ms区段的情况相同。其中CB301井地震评价系数最低,测井解释结果表明岩溶和裂缝均不发育,钻井资料显示此层段也无油气产出。4种参数互相支持,呈明显的正相关性。

30～50ms(相当于潜山面以下90～150m左右)井段与上段差异较大,说明缝洞系统在此段发生变化:CB301井虽然岩溶、裂缝发育不好,但钻井评价高,其地震评价值也高,此井段产出高产油气流;CB30井由于进入太古界,裂缝发育,然而岩溶不发育,钻井显示中等,而地震评价系数较高,说明裂缝在储层评价中贡献较大;CB303井钻井显示好,岩溶弱发育,但由于裂缝不发育导致地震评价参数低;CB302井地震评价参数低,与钻井、岩溶、裂缝评价均低相吻合,这与该段岩性为灰岩(而非白云岩)而缝洞发育相对较弱不无关系。

50～70ms(相当于潜山面以下150～210m左右)井段总体说来裂缝、岩溶不发育,但钻井评价值为中等,因为CB303、CB301井进入太古界花岗片麻岩层后,其相对储集性能优于上覆碳酸盐岩,故地震评价参数较高;而CB30和CB302井的此层段均以石灰岩为主,CB30井泥灰岩发育,故地震评价参数低(CB302井此层段发育近25m白云岩,储集性能相对有所改善,与上一井段相比,地震评价参数有所增加)。

70～90ms(相当于潜山面以下210～270m左右)井段除CB302进行了岩溶、裂缝参数评价外,其他井未计算岩溶、裂缝参数。但从钻井显示看,CB301井、CB30井稍好于其他井。此井段内CB30井地震评价参数最高,这与该井在此深度内单独测试获气$2.2577\times10^4m^3/d$、获油136t/d相当吻合。CB302岩性基本不变,与上一井段差异不大。CB303、CB301地震评价参数明显降低,反映了太古界花岗片麻岩储集性能变差。

90～110ms(相当于潜山面以下270～330m左右)井段与上一井段一致,该井段除CB302

井外其他井未计算岩溶和裂缝参数,地震评价参数只能与钻井评价参数作对比。从钻井综合评价看,CB303 和 CB30 较好,因而其地震评价参数值也比较高;反之 CB302、CB301 井钻井无油气显示,测井解释储层为Ⅲ级,故地震评价值也低。

(四)地震检测缝洞量化分级的总体特征

根据表 7 -2 中地震、岩溶、裂缝、钻(测)井 4 种评价参数的综合对比与各种对应关系可以组合成图 7 -3。该图基本反映了地震评价参数在纵横方向的变化及与钻井、岩溶、裂缝评价参数的相关关系:地震评价参数的高值对应着良好的钻井评价参数,岩溶中—强,裂缝发育,此层段一般产油气;反之则对应着钻井无油气显示或显示差,测井储层评价低,无岩溶或岩溶发育弱,裂缝基本不发育或发育程度差。因此,根据表 7 -2 和图 7 -3 所反映的信息,可以把地震评价参数作为储层缝洞发育程度量化分级的划分依据。按以上联井分析结果,缝洞级别与地震评价参数对应关系为:地震评价参数小于 10 评为Ⅳ级,缝洞欠发育;地震评价参数10 ~ 22(浅层)或 20(深层)评为Ⅲ级,缝洞较发育;地震评价参数 22(浅层)或 20(深层) ~30 评为Ⅱ级,缝洞发育;地震评价参数大于 30 评为Ⅰ级,缝洞很发育。

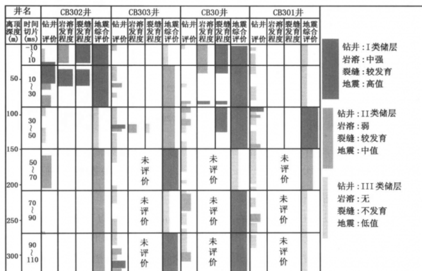


图 7 -3 CB30 潜山储层评价参数纵向综合对比图

图中的色柱由左至右依次为钻井、岩溶、测井裂缝和地震评价结果,参见书后彩图

二、缝洞发育带地震检测值的特征分析

(一)高而稳定的地震评价值可能表示裂缝欠发育

前面将地震主振幅与主频率之比定义为地震评价值。一般说来,地震评价值高,缝洞的发育程度也高。但这不是绝对的,有时高而稳定的地震评价值可能表示裂缝欠发育。因此,应对具体情况进行细致分析。假若潜山面上覆盖层的岩性比较稳定,且波阻抗低;而下伏地层的岩性致密(如碳酸盐岩、致密砂岩和火成岩等)、厚度大、缝洞少(介质均匀)、波阻抗高。此时,潜山顶界面上、下地层的波阻抗差异大,反射能量强;而较均匀的介质很难产生绕射和散射波,使反射波振幅值高而稳定。这将形成高而稳定的地震评价值。显然,它不代表缝洞发育程度高,反而表示缝洞不发育或欠发育。区分与识别这一现象的关键是稳定性问题。缝洞发育具有奇

异性、随机性、突变性，与大面积的稳定性是相悖的。因此，地震属性参数在横向上没有变化或变化很小代表该区储层缝洞是不发育的；反之，储层缝洞是发育的。图7-4和图7-5中，在该区北西角的边界断层之外和CB303井断块中的东北部其地震属性参数值很高，但连片性与稳定性好，可能是裂缝的欠发育区；而CB30井、CB302井所在的断块以及CB303井所在断块的西南部的地震检测值都呈局部非规则分布，应属于裂缝相对发育区。当然，将地震评价值与钻井、岩溶、裂缝评价值结合是更可靠的。在表7-2中把大于22的地震评价值列为裂缝较发育区是综合考虑各种因素之后确定的。

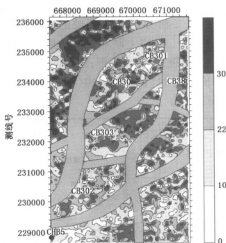


图7-4　CB30潜山缝洞系统（-10～30ms）地震主参数预测平面分布图

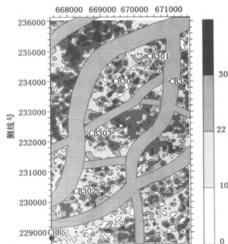


图7-5　CB30潜山缝洞系统（10～30ms）地震主参数预测平面分布图

（二）地震检测缝洞等时面展布特征

-10～10ms（潜山面以下0～30m左右）和10～30ms（潜山面以下30～90m左右）区段内（图7-4，图7-5）缝洞非常发育，且以Ⅰ和Ⅱ级缝洞为主。其中，CB302、CB30断块内缝洞总体上呈NE向展布，在构造轴脊和靠近大断层和断层交汇处的缝洞极为发育；CB303断块的南半部和CB301井区的缝洞呈分散块状出现；在CB303断块的东北部那些连片性好、变化小的超高地震评价所代表的缝洞发育程度要经过多源信息综合分析方可最后确定。总的来说，整个断垒区中、上部缝洞系统的地震评价值大于20的区块是最有利的缝洞发育区，应是以后潜山勘探的首选区块。

30～50ms（潜山面以下90～150m左右）和50～70ms（潜山面以下150～210m左右）区段Ⅰ、Ⅱ级缝洞明显减少，以Ⅲ、Ⅳ级缝洞为主，反映了缝洞的垂向不均衡性。Ⅰ和Ⅱ级缝洞主要集中在CB302断块南侧呈NE向展布，CB301—CB30北侧和CB303北侧有零星分布（图7-6，图7-7）。

70～90ms（潜山面以下210～270m）和90～110ms（潜山面以下270～330m左右）区段缝洞展布特征基本一致，以Ⅲ、Ⅳ级缝洞为主，Ⅰ和Ⅱ级缝洞零星分布且主要集中在CB30井南和CB302、CB303井东侧。与上一井段相比，Ⅰ、Ⅱ级的高值区进一步减少，只在局部有缝洞发育（图7-8，图7-9）。

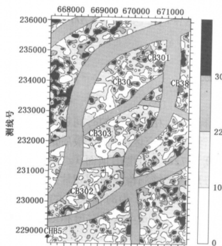


图 7-6 CB30 潜山缝洞系统(30～50ms)
地震主参数预测平面分布图

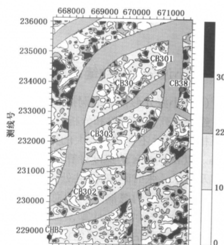


图 7-7 CB30 潜山缝洞系统(50～70ms)
地震主参数预测平面分布图

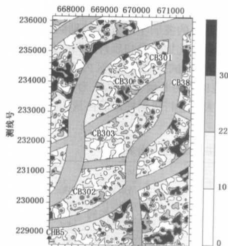


图 7-8 CB30 潜山缝洞系统(70～90ms)
地震主参数预测平面分布图

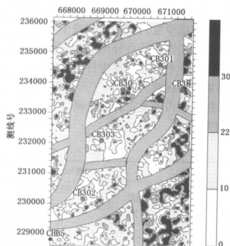


图 7-9 CB30 潜山缝洞系统(90～110ms)
地震主参数预测平面分布图

总之,纵向上,缝洞的发育井段主要集中在潜山面以下 100m 层段内,以Ⅰ、Ⅱ级为主;往下Ⅰ、Ⅱ级缝洞明显减少,以Ⅲ、Ⅳ级为主。横向上缝洞发育带分布不均,主要沿构造主体轴向分布,这与地质研究结果一致。以上所展示的一系列的地震主参数切片图详细地揭示了缝洞系统的纵横向发育规律,指明了有利的缝洞发育区带,为未来进一步油气勘探部署指明了方向,提供了科学依据。

第三节 小波分形指数法缝洞检测及分析

一、小波分形指数缝洞检测处理及量化分级

(一)小波分形指数缝洞检测的时窗选择

经一系列处理试验和分析后发现,若处理时窗选择太小,相邻时窗的时间切片上地震波场特征相近,同时还会增加较大的处理及分析工作量。针对该研究区的特点,最后选取的时窗为24ms。以6000m/s的速度计算,24ms对应的地层厚度为72m。由潜山顶面Tg向下每隔24ms处理及显示一张时间切片,共处理显示了10张小波分形指数缝洞检测时间切片。为了解该区在较大的深度段内缝洞发育的总体特征,我们还处理了以240ms为时窗长度的两个时间切片。按速度为6000m/s计算,240ms对应的地层厚度大约为720m。这种时窗和地层厚度之间的关系只是一种估算,严格的计算应以地层的实际速度为准。

(二)缝洞检测值的量化分级

这里采用了井—震资料结合的储层缝洞发育级别的密度转换法对缝洞检测值进行量化分级。表7-3是CB30潜山各井储层裂缝发育级别测井解释的基本数据表。对表7-3的数据按地震尺度进行粗化处理,粗化处理后的储层发育段的厚度称为地震尺度下的储层厚度(简称井震储层厚度),然后计算这个厚度段内测井解释得出的缝洞不同发育级别储层有效厚度占井震储层厚度的百分比,用缝洞发育权系数对这个百分比加权求和后再做归一化处理,得到地震尺度下利用井—震资料得到的裂缝密度百分比k。经试验,在研究区内用k值进行储层级别划分的标准为:$k>0.7$为Ⅰ级,k在0.35~0.7范围内为Ⅱ级,$k<0.35$为Ⅲ级。将小波分形指数法求得的地震缝洞检测值归一化后,用k值的大小进行级别标定后再量化分级,结果示于表7-4。

表7-3 CB30古潜山奥陶系测井裂缝级别划分表

CB302			CB301			CB303			CB38			CB30		
起始深度(m)	结束深度(m)	裂缝级别	起始深度(m)	结束深度(m)	裂缝级别	起始深度(m)	结束深度(m)	裂缝级别	起始深度(m)	结束深度(m)	裂缝级别	起始深度(m)	结束深度(m)	裂缝级别
3520.5	3524.5	Ⅰ	3322.4	3325.4	Ⅲ	3596.2	3598.0	Ⅲ	3848.5	3860.8	Ⅲ	3138.7	3140.3	Ⅱ
3526.5	3527.0	Ⅰ	3334.2	3335.7	Ⅲ	3598.0	3610.0	Ⅱ	3862.4	3869.0	Ⅲ	3143.1	3143.7	Ⅲ
3527.0	3541.8	Ⅲ	3336.5	3344.4	Ⅲ	3627.8	3630.8	Ⅲ	3885.4	3892.7	Ⅲ	3193.6	3196.2	Ⅲ
3544.6	3578.0	Ⅰ	3344.4	3348.0	Ⅲ	3631.8	3634.4	Ⅲ	3931.0	3932.0	Ⅲ	3216.3	3222.4	Ⅱ
3578.0	3584.9	Ⅱ	3348.0	3350.0	Ⅱ	3635.9	3638.0	Ⅲ	3958.5	3959.2	Ⅲ	3226.8	3231.8	Ⅲ
3597.2	3612.6	Ⅱ	3353.3	3355.3	Ⅲ	3640.8	3646.4	Ⅲ	3970.0	3975.0	Ⅲ	3233.0	3240.5	Ⅱ
3612.6	3621.3	Ⅲ	3357.0	3359.0	Ⅲ	3651.8	3657.4	Ⅱ	3989.8	3992.3	Ⅲ	3240.5	3247.2	Ⅲ
3642.2	3661.5	Ⅲ	3378.6	3380.3	Ⅱ	3669.6	3672.4	Ⅲ	4034.0	4037.0	Ⅲ	3247.2	3256.8	Ⅱ
3681.5	3727.0	Ⅱ	3386.8	3389.2	Ⅲ	3685.7	3689.0	Ⅲ	4037.0	4039.0	Ⅱ	3256.8	3265.4	Ⅲ
3747.9	3750.5	Ⅲ	3397.3	3400.2	Ⅲ	3689.0	3693.3	Ⅱ	4042.0	4044.0	Ⅲ	3272.0	3273.0	Ⅲ
3791.2	3792.8	Ⅲ	3408.8	3410.4	Ⅱ	3697.5	3700.5	Ⅲ	4069.3	4082.6	Ⅲ	3273.8	3289.0	Ⅲ

续表

CB302			CB301			CB303			CB38			CB30		
起始深度（m）	结束深度（m）	裂缝级别	起始深度（m）	结束深度（m）	裂缝级别	起始深度（m）	结束深度（m）	裂缝级别	起始深度（m）	结束深度（m）	裂缝级别	起始深度（m）	结束深度（m）	裂缝级别
3898.8	3900.6	Ⅱ	3410.4	3414.5	Ⅰ	3701.2	3707.4	Ⅲ	4082.6	4088.8	Ⅱ	3346.2	3350.4	Ⅲ
3906.7	3907.0	Ⅲ	3414.5	3417.2	Ⅲ	3708.0	3710.6	Ⅱ	4088.8	4093.8	Ⅲ	3351.2	3378.2	Ⅱ
3914.5	3926.0	Ⅲ	3418.6	3420.5	Ⅲ	3710.6	3713.0	Ⅲ	4093.8	4101.2	Ⅱ	3380.0	3393.4	Ⅲ
3930.8	3949.2	Ⅱ	3421.3	3425.0	Ⅱ	3713.0	3716.8	Ⅰ	4106.5	4111.0	Ⅲ	3304.0	3307.6	Ⅲ
3949.2	3977.0	Ⅲ	3426.0	3428.4	Ⅲ	3718.2	3719.6	Ⅱ	4117.0	4124.0	Ⅲ	3409.2	3419.5	Ⅲ
3979.0	3979.9	Ⅱ	3428.4	3430.4	Ⅱ	3722.1	3732.0	Ⅲ	4132.0	4141.8	Ⅲ	3420.5	3423.4	Ⅲ
3982.0	3984.0	Ⅱ	3432.6	3436.2	Ⅲ	3738.2	3740.2	Ⅲ	4158.7	4159.6	Ⅲ	3424.4	3432.3	Ⅲ
3985.2	4005.0	Ⅰ	3443.4	3462.4	Ⅲ	3741.2	3752.6	Ⅲ	4164.5	4166.9	Ⅱ	3433.6	3443.4	Ⅱ
4005.0	4019.0	Ⅱ	3465.5	3470.5	Ⅱ	3755.1	3756.8	Ⅲ	4167.5	4169.0	Ⅱ	3443.4	3446.4	Ⅲ
4023.0	4025.0	Ⅰ	3473.3	3477.4	Ⅲ	3763.6	3766.4	Ⅲ	4176.5	4177.7	Ⅲ			
4035.0	4036.0	Ⅰ	3497.0	3514.0	Ⅲ	3801.4	3802.2	Ⅲ	4183.8	4210.4	Ⅲ			
4159.0	4190.0	Ⅰ	3521.0	3527.5	Ⅲ	3804.0	3805.6	Ⅲ	4214.5	4216.5	Ⅲ			
4190.0	4196.0	Ⅰ	3538.5	3543.6	Ⅲ	3812.0	3817.0	Ⅲ	4217.2	4230.6	Ⅲ			
4196.0	4260.0	Ⅲ	3546.8	3548.9	Ⅱ	3822.6	3824.8	Ⅲ	4234.5	4239.9	Ⅲ			
4260.0	4287.0	Ⅱ	3548.9	3558.2	Ⅲ	3846.6	3850.4	Ⅲ	4245.8	4258.6	Ⅲ			
			3560.5	3571.4	Ⅱ	3851.0	3856.4	Ⅲ	4259.8	4266.8	Ⅲ			
			3574.0	3584.0	Ⅲ	3857.2	3860.4	Ⅱ	4276.2	4283.0	Ⅲ			
			3584.8	3588.3	Ⅲ	3862.4	3864.6	Ⅱ	4293.8	4304.8	Ⅲ			
			3591.0	3613.0	Ⅲ	3866.4	3871.4	Ⅲ	4315.0	4325.2	Ⅲ			
						3874.4	3878.4	Ⅲ	4338.4	4342.0	Ⅲ			
						3879.0	3879.9	Ⅲ	4353.8	4355.9	Ⅱ			
						3883.2	3884.8	Ⅱ	4356.2	4357.8	Ⅲ			
						3886.8	3889.4	Ⅲ	4358.7	4362.4	Ⅲ			
						3890.0	3898.0	Ⅱ	4375.5	4380.1	Ⅱ			
						3898.0	3901.8	Ⅲ	4380.9	4383.4	Ⅱ			
						3902.8	3908.5	Ⅱ	4385.4	4395.2	Ⅲ			
						3908.5	3910.4	Ⅱ	4402.0	4403.8	Ⅲ			
						3912.6	3916.8	Ⅲ	4406.6	4407.2	Ⅰ			
						3919.0	3921.6	Ⅱ	4407.2	4409.5	Ⅲ			
						3922.6	3924.2	Ⅲ						
						3924.2	3927.0	Ⅱ						
						3927.8	3929.6	Ⅱ						

表 7－4　CB30 潜山测井储层级别转换为井震储层密度分级表

井　号	井震储层段					测井解释储层级别及有效厚度占井震储层厚度百分比（%）			K（井震裂缝密度）		小波分形指数（缝洞检测位）
	井段（m）	距潜山顶面深度（m）	储层厚度及层位		储层段平均速度（m/s）	Ⅰ级	Ⅱ级	Ⅲ级	%	级别	级别
			厚度（m）	层位							
CB302	3520.5～3621.3	0～100.8	100.8	O	5611.5	37.6	21.7	23.3	0.86	Ⅰ	Ⅱ
	3642.2～3750.5	121.7～23.0	108.3	O	5947.1	0	41.6	20.2	0.49	Ⅱ	Ⅱ
	3898.8～4036	378～515.5	137.5	O	5748.7	16.6	27	30	0.64	Ⅱ	Ⅱ
	4159～4287	638.5～766.5	127	Art	5172.3	28.9	21	50	0.85	Ⅰ	Ⅳ
CB303	3596.2～3766.4	0～170.4	170.4	∈(123.3) Art(46.9)	5579.8	2.2	22.6	34.2	0.41	Ⅱ	Ⅱ
	3801.4～3929.6	205.4～333.6	128.2	Art	5618.4	0	21.6	27.5	0.38	Ⅱ	Ⅱ
CB30	3194～3289	58～153	95	O	5978.7	0	24.3	50	0.47	Ⅱ	Ⅰ或Ⅱ
	3346～3446.4	210～310.4	100.4	∈(5) Art(95.4)	5453.6	0	36.7	45.1	0.56	Ⅱ	Ⅱ
CB301	3322.4～3359	3.8～40.4	36.6	O～∈	6412.9	0	5	54.6	0.31	Ⅲ	Ⅲ
	3378.6～3617	60～294.4	234.4	O～∈(46.4) Art(192)	6486.8	0	36.7	4.51	0.352	Ⅱ	Ⅲ或Ⅱ

二、地震检测缝洞纵横向展布特征演化分析

根据表7－4给出的 *K* 值分级标准，对缝洞发育带做小波分形检测值的量化分级后，按24ms 和 240ms 时窗进行时间切片显示，见图7－10至图7－20。

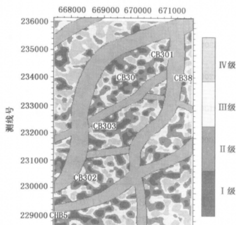


图7－10 CB30 潜山(0～24ms)
小波分形指数缝洞检测时间切片

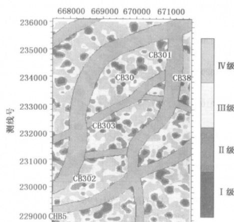


图7－11 CB30 潜山(24～48ms)
小波分形指数缝洞检测时间切片

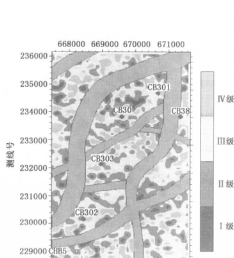


图7－12 CB30 潜山(48～72ms)
小波分形指数缝洞检测时间切片

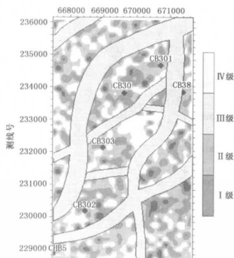


图7－13 CB30 潜山(72～96ms)
小波分形指数缝洞检测时间切片

图7－10显示出潜山顶面的缝洞十分发育，主要表现为存在北东和北西两组相互交错，具有网格状分布特征的缝洞带，这种特征在 CB301 井和 CB30 井断块内表现特别突出；在 CB303 井断块中部发育一条北东向缝洞发育带，其东北端的周围是一片缝洞相对不发育区，在该断块的东南端以北西向缝洞发育最明显；在 CB302 断块内除沿西部和东南部大断裂发育两条近北东向的缝洞带外，其余为较小的北西向的缝洞发育带。

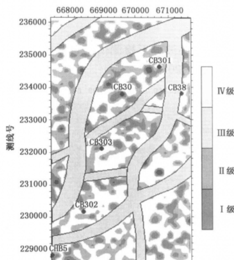


图7-14 CB30潜山(96~120ms)
小波分形指数缝洞检测时间切片

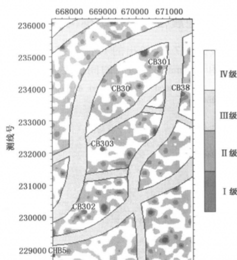


图7-15 CB30潜山(120~144ms)
小波分形指数缝洞检测时间切片

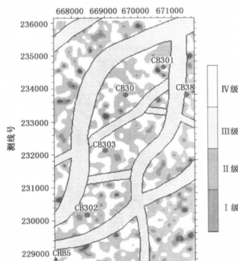


图7-16 CB30潜山(144~168ms)
小波分形指数缝洞检测时间切片

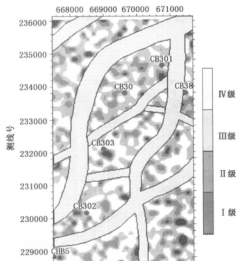


图7-17 CB30潜山(168~192ms)
小波分形指数缝洞检测时间切片

图7-11与潜山顶面的图7-10比，总体上缝洞发育程度变差，方向性也不明显，不发育区面积增大很多。CB30井西侧出现了一条与北西向相交的近南北向缝洞发育带，在CB301井和CB30井之间有一条由南北向后转为北东向的发育带，在CB30井南部和CB303井的东北部出现较大面积的不发育区，在CB303井的东北部有两条稍明显的北西向发育带。在CB302井所处的断块中，在井的周围，尤其是西侧有一小片缝洞发育区，其他也出现了较大面积的不发育区。

图7-12与图7-11相比，总体上缝洞发育程度增强，方向有一定变化。CB30井北缝洞

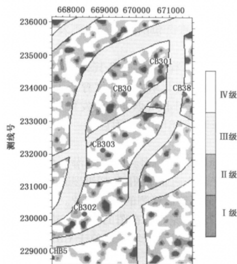


图7-18　CB30潜山(192~216ms)
小波分形指数缝洞检测时间切片

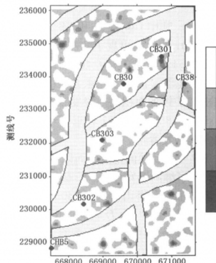


图7-19　CB30潜山(216~240ms)
小波分形指数缝洞检测时间切片

发育带的方向性减弱，连片性增强，其不规则的条带为北东东至南西西向，CB30井南面出现近东西向的缝洞发育带，在CB303井南也出现东西向的发育带，可是在CB302断块内却出现了穿越整个断块、连通东西两大断裂带的连续性好、方向性强的北西向裂缝带，其余的则方向性较差。

图7-13中缝洞发育带呈片状形态的增加、条带性的减少。CB30北和东南有两片较好的缝洞发育区，北部与CB301井连在一起；CB302井北有两条连通的发育带，这两个发育带向南延伸至东南大断层的边缘；CB303井区东北出现大片的缝洞不发育区。这个时间段的缝洞发育程度虽不如图7-10和图7-12，但比图7-11好得多。

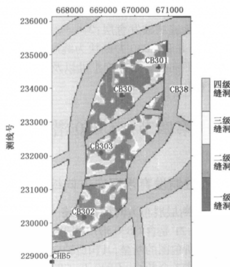


图7-20　CB30潜山(0~240ms)
小波分形指数缝洞检测时间切片

图7-14缝洞发育程度与图7-11相近，缝洞发育区的方向性和连片性变差，出现一些面积不大的Ⅱ级或Ⅲ级缝洞发育区。总体上，CB30井至CB301井是缝洞相对较发育的断块，CB302井断块相对发育较差；在CB303块内，其东北部变为相对发育区，但连续性不强，发育带方向大致呈北西向。

图7-15是所有时间切片中缝洞最不发育的时间段，只有零星的近圆形或椭圆的Ⅰ级、Ⅱ级缝洞发育小块，剩下的为大面积的Ⅲ级发育区和不发育区，但CB301井和CB302井都落入小的Ⅱ级发育块。

图7－16中Ⅰ级、Ⅱ级发育情况与图7－15相近，但Ⅲ级发育区面积增加，不发育区面积相对减小。其中CB301井和CB302井都落入了被Ⅲ级发育区包围的一小块不发育区，CB30井和CB301井之间出现了北西向较大面积的不发育区。

图7－17与图7－16相比，缝洞发育程度和方向性都有所增强，尤其是CB30井西侧、CB303井东北又出现了北东方向的条带，CB302井西侧有北北东方向的发育条带，在CB301井南出现了较大面积的一级发育区，CB303井的东南出现一小段北西向Ⅰ级发育带。

图7－18与图7－17相近，但缝洞发育程度相对降低，但CB301井附近是一个Ⅰ级和Ⅱ级南北向缝洞发育带。

图7－19反映的是潜山面以下约650～720m深的地层段。在此层段CB30潜山在垂向上已全面进入了缝洞不发育带。只有CB301井在此段落入了一个南北向的Ⅰ级或Ⅱ级裂缝发育带。

图7－20是潜山面以下240ms时窗范围内的小波分形缝洞检测的时间切片。按6000m/s的速度估计，图7－20反映的潜山面以下地层深度在720m左右。在图的东与西边两个造山大断层内整个潜山缝洞十分发育，不发育区块较少。缝洞不发育区块主要位于CB303井断块的东北部和CB30井断块与CB303井断块之间的断层带中。

综上所述，CB30潜山总体上缝洞十分发育。纵向上具有一定的分层性，平面上具有分块、分带性。

从宏观角度考虑，纵向上可分为4大层：由Tg层向下120ms时窗范围内为缝洞发育层，其中以0～24ms时窗内为最发育层；120～168ms时窗范围内为缝洞发育较差层；168～216ms时窗范围内为缝洞较发育层；216～240ms范围内为缝洞相对不发育层。平面分布的总体特征是：CB302井和CB30井断块为缝洞发育区；缝洞最发育区位于北东和北西向裂缝发育带与少量的近东西向发育带的交汇处以及沿北东向构造轴脊、北东、北西向断裂的边部；其余的为相对不发育区。

第四节　CB30潜山储层缝洞的多源信息综合预测

一、缝洞发育带展布方向综合预测

（一）断层展布方向特征描述

图7－21是含CB30潜山的Tg区域构造图。图中显示了CB30潜山是被断距很大的大型造山正断层所包围的断垒，其构造轴向为北北东向。断垒中由北东向和近东西向的两个断层将该潜山分割成3个断块，CB30井、CB303井和CB302井分别位于3个断块中的构造高部位。

图7－22是CB30潜山局部构造图（李丕龙等，2003）。此图将该潜山分割成8个小断块。图7－22又再次将图7－21中的CB30断块划分成4个小断块，其中CB30井处于高出相邻区200m的最高断块中，而CB301井断块面积最大。比较二图发现：图7－21中CB303井断块中的北东端存在的一个近东西向的小断层在图7－22中不见了，在断块的中部却出现了两个北西和北东方向相交的断层，且北西向的断层又将CB303井断块切割成北东、西南两个断块；CB303井在新的小断块中处于构造的鞍部，东部构造偏低；原CB302井区被一个北东方向断层切割成南、北两个小断块，CB302井处于南断块的斜坡带上。

（二）构造演化与裂缝方向的关系

构造演化是控制构造、断层、裂缝发育方向的主要因素。CB30潜山的构造演化史是整个



图 7 -21　包括 CB30 潜山的 Tg 区域构造图(等值线单位:m)

济阳坳构造演化的局部体现。

由各井的地层数据表可知,古生界经风化剥蚀后剩余的地层及其厚度不同。由钻井揭示出在潜山顶面各井出露的地层为:CB302 井为奥陶系中统八陡组、CB303 井为寒武系下统馒头组、CFD30 -1 -1 井为寒武系上统长山组、CB30 井和 CB301 井为奥陶系下统下马家沟组。由于断层的断缺,使各井古生界残留厚度也不同:CB302 井为 438.5m、CB303 井为 123.5m、CB30 井为 215m、CB301 井为 106.5m。CB30 -1 -1 井是斜井,其厚度不好利用。

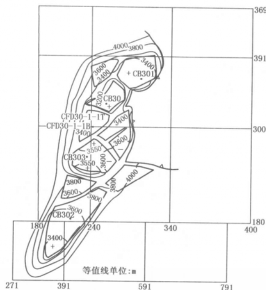


图 7 -22　CB30 潜山 Tg 层的局部构造图(李丕龙等,2003)

上述数据表明,与其他井区相比,CB302 井区潜山顶面出露地层最新,古生界地层最厚;CB303 井区潜山顶面出露地层最老,古生界地层与 CB301 井相近,都较薄;其他井区介于中间。这个现象及前述的构造、断层、缝洞发育带的纵横展布特征是济阳坳陷潜山形成、演化的局部体现。印支运动期是三叠纪地层褶皱隆升阶段,这个阶段就是潜山形成的初期阶段,由巨大的北东向挤压力导致了北西向压性构造的形成及广泛分布,这时期在 CB30 潜山范围内 CB303 井区处于相对高部位,其次是 CB30 井和 CB301 井区,CB302 井区处于相对最低的部位。这个时期古生界高部位地层遭受了强烈风化、剥蚀、溶蚀、夷平,低部位受到的剥蚀作用相对较小。到了燕山运动时期,早、中侏罗世后出现了造山反转期,这时期 CB303 井区相对沉降,而其他两井区相对抬高,后经晚侏罗—早白垩世左旋剪切引张和晚白垩世的右旋扭压期,使潜山构造与北北西向裂缝更加发育。到古近纪孔店组沉积时期虽仍以北西向断层发育为主,但断层活动减弱,且北北西和近南北向断层活动基本停止。在沙河街

组至东营组沉积时期，济阳坳陷在扭张力的作用下不同规模、不同走向、不同性质的断层同时活动，其中 NE、NNE 向断层活动强烈，在凹陷中开始形成潜山。CB30 断块就是在这个时期受西侧的 S 和东侧的反 S 型且北端相交和南部北东方向延伸的 3 条大型正断层的控制，由渤中凹陷和桩东凹陷之间抬起成山。新近纪，包括 CB30 潜山在内的整个济阳坳陷经历了沉降掩埋期，形成了现在的第三系覆盖的潜山。前人经大量资料分析表明：济阳坳陷发育了 20 余条基底断裂，其中北西向断裂占半数。

由构造演化史控制的构造、断层、裂缝的发育方向与地震检测出的缝洞发育带展布方向具有较好的一致性。

(三)潜山剖面断层特征的地震数值模拟

在图 7 -22 中已显示出 CB30 潜山有多个近东西向、北西向和北东向的断层，还会不会有未被发现的尺度更小的断层和裂缝呢？为此，我们对连井剖面进行了精细解释后的地质建模和地震波场的数值模拟。

图 7 -23 ~ 图 7 -26 表明在 CB302 井至 CB301 井之间除了存在南北两个大的正断层之外还存在断层面北倾的一系列小的逆断层，这组断层是从下古生界断到中生界的上部。它证明了前人推断：压性构造形成于中生代末。就平面分布而言，它们基本上都呈北北西走向(李丕龙等，2003)。按构造应力学的观点，由水平方向挤压应力的作用，地层可产生挤压性的构造，当作用力大到一定程度时，可产生断垒式的构造，其构造高部位易产生沿轴脊方向的张裂缝，而构造两翼地层最陡的部位易产生平行构造走向的逆断层。在地槽区、地层褶皱带，这种现象在地质和地震资料中是普遍存在的。为此推断图 7 -23 至图 7 -25 中小的逆断层应该是与中生代末形成的北北西向挤压性构造伴生的北北西向逆断层或裂缝发育带。

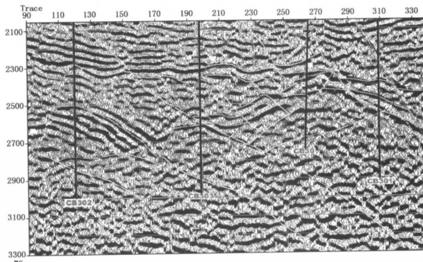


图 7 -23 CB30 潜山 CB302 井—CB301 井地震解释剖面图

(四)地震检测裂缝方向与地层裂缝走向频率的相关性

图 7 -27 是利用成像测井并参考岩心裂缝观察资料制成的 CB30 潜山地层中裂缝走向频率图(李丕龙等，2003)。将各井的裂缝走向频率统计与小波分形指数检测缝洞各时间切片图进行精细对比分析会发现它们有较强的相关性。例如在 0 ~ 24ms，72 ~ 96ms，168 ~ 192ms 等时间切片中，CB30 井处于北东向的裂缝发育程度大于北西向的，因此，该井地层裂缝发育方向

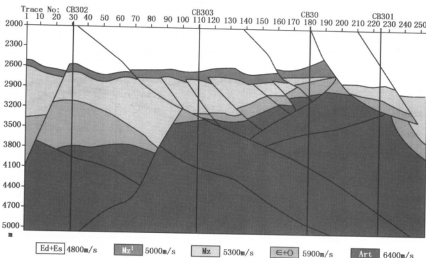


图 7 -24　CB30 潜山 CB302 井～CB301 井剖面地质模型图

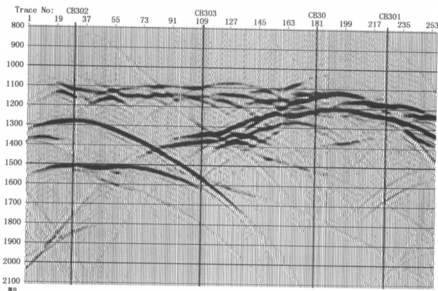


图 7 -25　CB30 潜山 CB302 井～CB301 井地质模型的地震波动方程正演剖面

以北东向为主。用这种方法作逐井分析，可得出如下结论：用地震法检测出来的缝洞发育带的展布方向与成像测井解释出的地层裂缝走向频率分布是吻合的。这证明了地震检测出的裂缝发育方向是可信的。

（五）缝洞发育带地震检测结果与构造的叠合分析

图 7 -28 和图 7 -29 为 0～24ms 和 48～72ms 小波分形时间切片与 CB30 潜山 Tg 区域和局部构造的叠合图。图中清楚地显示：目的不同、勘探阶段不同时其成图精度是不同的。显然 Tg 的区域构造图是以了解区域构造格架及潜山的宏观分布为目的的；局部构造图则要了解单个潜山范围内局部断块的分布情况。当然，局部构造图要比区域构造图精细可靠得多。但在

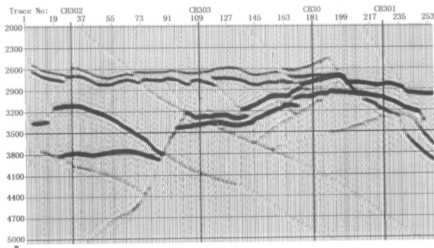


图 7 -26　CB30 潜山 CB302 井～CB301 井的过井地震正演的波动方程偏移剖面

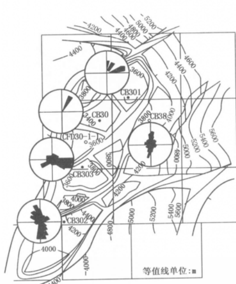


图 7 -27　CB30 潜山地层中裂缝走向频率图(李丕龙等,2003)

制作构造图时,只用了地震波场的运动学信息,即时间和速度,在第二章第四节的裂缝储层物理实验中所得到的认识是对裂缝的反映地震波场的动力学参数要比运动学参数更敏感。地震小波分形缝洞检测就是以地震波动力学参数为基础且计算其分形指数的,所以地震检测的缝洞方位展布应比构造图更精细。0～24ms 地震缝洞检测时间切片主要反映潜山顶面地层一段厚度范围内的缝洞展布特征,它与 Tg 局部构造图有较好的相关性。从图 7 -28 中可以看出,局部构造图中的断层在地震检测的缝洞展布图中都有显示,只不过有些断层的位置和方向略有差别,但重要的是地震检测的缝洞发育带比构造解释出的断层要多得多。无论从构造演化史分析还是从成像测井获得的地层裂缝走向频率与缝洞地震检测结果的相关分析来看,均可说明地震检测出的缝洞发育带的走向是可信的。Tg 构造图只能给出潜山顶界面断层的分布情况,而潜山内幕,尤其是隐伏断层或裂缝只能利用缝洞的地震检测给出。例如图 7 -29 中 CB302 井断块中东北部的北西向裂缝发育带十分清楚,但在 Tg 局部构造图中并未见到。

二、CB30 潜山岩溶发育情况综合分析

(一)长时间的沉积间断有利于岩溶发育

由钻井分层数据可知 CB30 区下古生界潜山顶面沉积间断时间很长,潜山的临界盖层均是中生界侏罗系,中间缺失了奥陶系上统、志留、泥盆、石炭、二叠、三叠系等大套地层,潜山内

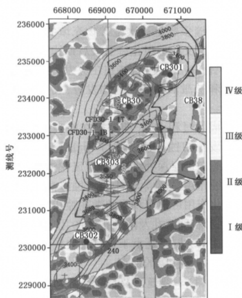


图 7-28　CB30 潜山顶面（0～24ms）小波分形缝洞检测与 Tg 区域及局部构造叠合图

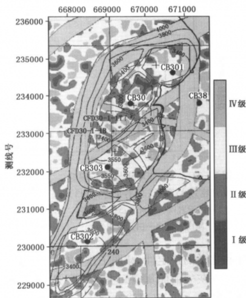


图 7-29　CB30 潜山面以下（48～72mg）小波分形缝洞检测与 Tg 区域及局部构造叠合图

不同断块下古生界的奥陶或寒武系也有不同程度的缺失。表明该潜山顶面经历了长时间的风化剥蚀、淡水淋滤溶蚀、夷平等作用。这种作用的时间比我国西部塔河油田深层碳酸盐岩缝洞储层顶界面所受的长得多。塔河油田中塔河 4 号区是沉积间断时间最长的区块，但它是石炭系巴楚组地层覆盖在中下奥陶一间房或山鹰组之上，只缺失了中奥陶大部、上奥陶、志留，泥盆、石炭系的底部地层。与济阳 CB30 潜山相比它沉积间断的时间短，地层缺失少。按上述条件对比，CB30 潜山的储层缝洞应更加发育，对油气的聚集成藏也更为有利。

（二）岩性与风化缝及岩溶缝洞的相关性

岩石风化破裂缝主要是由机械、物理及化学作用形成的，岩溶缝洞主要是水对岩石的溶蚀作用形成的。所以岩石的性质与风化破裂缝及岩溶缝洞的发育程度密切相关。图 7-30 和图 7-31 表明裂缝发育程度与岩性以及岩石本身的抗压、抗张强度密切相关。该图显示裂缝发育程度由高到低与岩性的相关度为白云岩、石灰岩、泥质白云岩、泥质灰岩、花岗片麻岩等。一般砂岩的风化破裂缝不如碳酸盐岩和花岗岩的大，而柔性的泥岩则是裂缝相对不发育的。

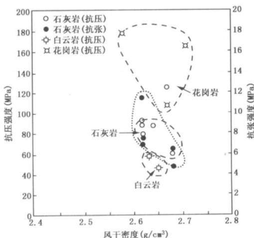


图 7-30　埕岛地区部分岩样抗张、抗压强度与风干密度关系图（李丕龙等，2003）

弱抗压、抗张、高溶蚀速度的碳酸盐岩是形成裂缝和岩溶的物质基础。对于出露地表和接近地表的岩石，在物理和生物及化学等多种因素作用下可形成风化裂隙或裂缝。它

图7－31　义和庄潜山岩性与裂缝发育密度关系图(李丕龙等,2003)
1—白云岩;2—石灰岩;3—砾屑泥质白云岩;4—白云质泥岩

们常以高角度或垂直裂缝形式出现,但平面上的几何外形却十分复杂。纯风化缝多数是被次生矿物充填的中小缝,对油气的产出无实际意义。但风化缝易被后期构造运动所改造,使被充填的风化缝重新复活,特别在应力集中的构造部位常发现构造缝和被激活的风化缝均发育,成为十分有利的有效储集空间。

在风化裂缝形成的过程中,长期暴露在地表的碳酸盐岩在淡水的作用下发生溶蚀作用,同时产生富含 CO_2 的碳酸水。此种水沿裂缝向地层深处渗流,产生风化淋滤、溶蚀作用。石灰岩的溶蚀作用易形成大、中型溶蚀缝洞,易被垮塌物充填。白云岩化作用可使沉积物的微孔隙相对发育成大的晶间孔隙、晶间和粒间溶孔及溶蚀扩大的孔、洞、缝,从而增加基质岩的渗透率。同时还由于岩石骨架较强的抗压性和化学的稳定性,减弱了压实作用的影响,有利于岩石内部孔隙的保存。

石灰岩的储集空间类型主要是裂缝型和少量的孔(洞)—裂缝型及裂缝—溶洞型。裂缝既是储集空间,又是渗滤通道。白云岩的储集空间类型以裂缝—孔隙型为主,只有少量较单一的孔(洞)型和裂缝型。这说明孔(隙)—(裂)缝既是主要的储集空间,又是重要的渗流通道。考虑到孔(隙)—(裂)缝型储层的储(存)、产(出)稳定性好的特点,因此,在外部作用相同或相近的条件下,白云岩是比灰质岩更好的有效储层。

图7－32　CB30 潜山下古生界剥蚀面地质图(李丕龙等,2003)

CB30 潜山储层岩性主要是下古生界的碳酸盐岩和太古界花岗片麻岩。

图7－23 给出了 CB30 潜山面出露地层的分布情况。潜山的北部和南部以奥陶系为主;中部 CB303 井断块中几乎全部是寒武系,岩性为石灰岩和白云岩。在古生界下面是太古界的花岗片麻岩。

多期构造运动和长时间沉积间断的风化溶蚀作用使 CB30 潜山整体缝洞十分发育,有效储层具有厚度大、分布广的特点。

在 CB303 井东北部断块和 CB30 井南断块出露了寒武系。该地层有大量的优质白云岩和少量的泥质白云岩、泥质条带灰岩。该区构造偏低且较平缓,受构造应力作用较小,裂缝不发育,岩溶也不发育。这与地震检测结果相吻合。

(三)钻井揭示的岩溶、裂缝发育情况与地震检测结果的综合分析

一般地,在碳酸盐岩地层中,缝洞发育的井段因破碎严重很难取到岩心,而那些能取心的井段一般都不是岩溶最发育的。因此在进行岩溶研究时,不仅要对岩心和镜下岩心薄片的裂缝、孔、洞进行描述分析,还要更多地参考录井岩屑资料。

表 7 -5 是 CB30 潜山单井建模使用的岩溶、裂缝发育程度的分级数据。这些数据是根据第五章介绍的利用深浅双侧向电阻率计算的岩溶、裂缝指数和评价指标得出的(资料来源于成都理工大学徐国盛等)。图 7 -33 和图 7 -34 是 CB30 潜山 CB302 井、CB303 井、CB30 井、CB301 井的产能、岩溶、测井储层分级的综合分析图,图中给出的岩溶裂缝评价层段是井中的取心段,没有取岩心的层段未在图中列出,它不等于岩溶和裂缝不发育。由表 7 -5 和图7 -33 可见 CB302 井有 4 个岩溶裂缝发育段:由潜山顶向下 27m 为第 1 段,该段为弱岩溶,裂缝发育为一级,测井解释为 Ⅰ 级、Ⅲ 级,但以 Ⅲ 级为主;第 2 段厚度 26m,为中强岩溶,裂缝发育为 Ⅰ 级,测井解释以 Ⅰ 级为主。第 1 段和第 2 段之间相距很近,由第 1 段的顶到第 2 段的底总厚度为 56m,在两种地震检测方法的时间切片中,缝洞发育程度均表现为 Ⅱ 级,对应的厚度约 60m(地震主参数法)和 72m(小波分形指数法),在这样的厚度段内,按测井资料解释的储层级别既包含 Ⅰ 级,也含 Ⅱ 级、Ⅲ 级与不发育段,还包含弱岩溶段。综合考虑各种因素,将地震检测获得的储层发育程度划为 Ⅱ 级还是合理的,但在缝洞发育带地震检测结果从上到下所有的时间切片中,以 CB302 井区潜山顶面的地震时间切片中缝洞最为发育。在小波分形法缝洞检测的第 1 ~3 张时间切片上,CB302 井均落入 Ⅱ 级发育区,这 3 张时间切片所对应的地层总厚度与测井解释的厚度(潜山顶面向下 200m 的发育层段)相吻合;在第 4 ~5 张地震时间切片上,CB302 井落入 Ⅲ 级、Ⅳ 级缝洞相对不发育区,此层段基本上对应测井解释的潜山面以下 200 ~370m 内的不发育段;在第 6 ~7 张地震时间切片上,CB302 井落入 Ⅱ 级、Ⅲ 级缝洞发育区,这段对应测井解释的 370 ~520m 内的储层发育段;在第 8 ~9 张地震时间切片中 CB302 井落入 Ⅳ 级不发育区,这段对应测井解释的 520 ~448m 的不发育段。尽管地震预测和测井解释的缝洞储层深度与厚度有一定的差别,但就储层分段发育和不发育的纵向变化规律来看,二者具有很好的相关性。其差别可能由多种因素造成,尤其是用统一的估算速度作时深转换会有较大误差。

表 7 -5　CB30 潜山单井建模岩溶、裂缝发育程度分级表

井号	井段(m)	厚度及层位		岩溶发育程度	裂缝发育程度与分级	
		厚度(m)	层位		发育程度	级别
CB302	3520 ~3547	27	O	弱	较发育	Ⅰ
	3550 ~3576	26	O	中强	较发育	Ⅰ
	3937 ~3952	15	O	无	发育差	Ⅱ
	3990 ~4025	35	O	中强	较发育	Ⅰ
CB303	3712 ~3719	7	Art	弱	发育差	Ⅱ
CB30	3136 ~3197	61	O	弱	较发育	Ⅰ
	3216.2 ~3223.8	7.6	O	中强	较发育	Ⅰ
	3233 ~3240	7.8	O	无	较发育	Ⅰ
	3247.2 ~3256.8	9.6	O	无	较发育	Ⅰ
	3353 ~3376	23	Art		风化破裂缝	Ⅰ
CB301	3410 ~3425	15	O—∈	无	发育差	Ⅱ

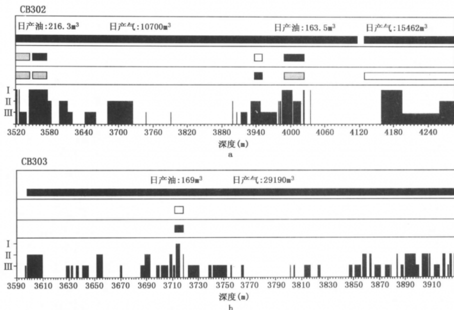


图7-33 CB30潜山CB302井、CB303井产能、岩溶、测井储层分级综合分析图

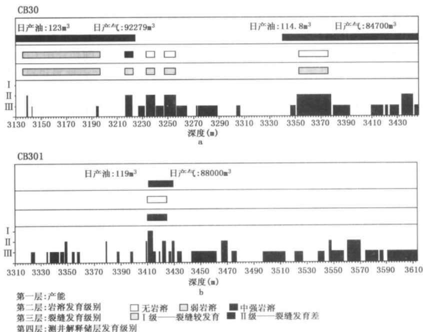


图7-34 CB30潜山CB30井、CB301井产能、岩溶、测井储层分级综合展示图

(四)缝洞检测结果中的岩溶裂缝特征

在利用三维地震反射波的到达时间和速度资料所作的构造解释图中(图7－28、图7－29及图7－35),断层的几何外形是平直的或者弯曲光滑的,断层宽度在延伸方向上变化较小,或只有缓慢变化。而地震检测出的缝洞发育带的几何外形则完全不同,并有以下特点:(1)有的缝洞呈条带状分布,但方向性不强,连续性差,条带的宽度具有多变性和突变性;(2)经常出现两个或多个方向的缝洞发育条带的交叉与合并,构成非规则的网状形缝洞带;(3)缝洞连片出现,但外形不规则;(4)孤立分布的圆点状或椭圆形缝洞。特别重要的是在上述各种几何外形分布的缝洞发育带中,缝洞发育程度(级别)是非均匀变化的,但一般在两个方向裂缝发育带相交处,缝洞发育级别偏高。这种多变的几何外形及发育程度的非均匀性,表明地震检测出的缝洞发育带是既含裂缝,又含岩溶孔洞,是早期构造与成岩裂缝经风化剥蚀、淡水淋滤,缝间溶蚀作用形成的,并造成了后期缝洞发育带多变的几何外形及非均匀的发育程度。

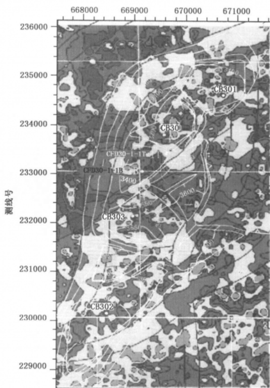


图7－35　CB30潜山储层缝洞系统(－10～20ms)主参数预测与Tg局部构造叠合图

(五)潜山连井剖面裂缝及岩溶特征的地震数值模拟

为深入研究裂缝和岩溶地震波场的响应特征,我们建立了CB30潜山CB302井至CB301井的裂缝岩溶地质模型(图7－36),并进行了该模型的波动方程数值模拟正演(图7－37)和偏移(图7－38)。地质模型包括了CB303南正断层上盘断点至CB30井北边正断层上盘断点的潜山顶界面及岩溶分布。该模型潜山内幕中的椭圆表示缝洞发育带,椭圆的大小和对应的地质层位具有象征性,但其模拟的波场特征对岩溶缝洞的解释与分析有重要参考作用。比较图7－37与图7－25,有岩溶存在的地震正演剖面波场变得更复杂,绕射、相干、调谐现象增加。比较图7－38与图7－26,有岩溶存在的剖面段潜山顶面反射同相轴的连续性变差,波的调谐性增强,同相轴能量强弱变化较大,这些特征与图7－23实际地震剖面的反射同相轴特征很相似。这从侧面证明CB30潜山顶面是一个裂缝和岩溶均较发育的表层裂缝岩溶带。

三、CB30潜山储层有利区带分布特征

CB30潜山有丰富的油源和良好的油气运移通道。由于它位于渤(海)中和桩东两个具有较强生油能力的凹陷之间,包围潜山的造山大断层是油气运移的良好通道。研究资料表明,CB30潜山古生界的油主要来自渤中凹陷。在潜山内部由不整合面和各方向的大、中、小断层以及缝洞发育带构成裂缝和溶蚀孔洞网络系统,将来自边界大断层的油运送到整个潜山的储

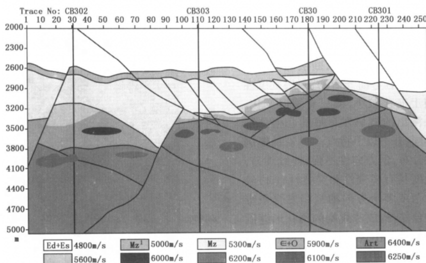


图 7－36　CB30 潜山 CB302 井～CB301 井连井断层、岩溶地质模型

参见书后彩图

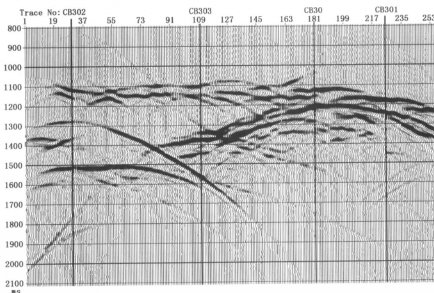


图 7－37　CB30 潜山 CB302 井～CB301 井连井断层、岩溶地质模型波动方程正演剖面图

层缝、洞、孔中。属于“旁生侧运”的成藏模式。

众所周知，酸酸盐岩和花岗片麻岩都是十分致密的岩石，原生孔隙极不发育。但该潜山经历多次构造变动，长期受不同方向应力的挤压和拉张作用，断层与构造缝十分发育，又加之长时间的沉积间断，风化破裂缝和岩溶也相当发育。只是在潜山内较小的局部寒武系中，其泥质成分较重的部分缝洞相对不发育。先前的研究者对岩心资料分析后认为其中以开启和半开启的高角度有效缝为主（李丕龙等，2003），总之，由造山大断层所包围的 CB30 大断垒是构造缝和溶蚀缝、洞、孔都十分发育的具有良好的储集空间的潜山。

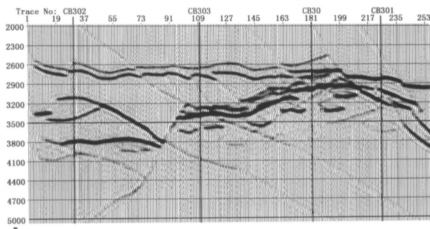


图 7 −38 CB30 潜山 CB302 井 ~ CB301 井断层、岩溶正演记录的波动方程偏移剖面图

该潜山除了有丰富的油源、良好的通道、十分发育的储集空间外，还有一个平稳少变、封堵条件好的中生界（Mz）盖层。使其成为具有良好油气成藏条件的潜山，其产油能力已成为济阳坳陷主力产油潜山之一。其产能见表 7 −6。

表 7 −6 CB30 潜山测试产能数据表

井号	测试井段（m）	厚 度	层 位	油嘴直径（mm）	日产油（t/d）	日产气（m^3/d）
CB302	3525.9 ~ 4117.9	592	O—∈	10	216.3	10700
	4129.4 ~ 4365	235.6	Art		163.5	15462
CB303	3598.2 ~ 3950	351.8	∈—Art	9.5	169	29190
CB30	3065.5 ~ 3224.8	159.3	Es—O	8	123	92279
	3340.2 ~ 3542.0	201.8	Art	10	114.8	84700
CB301	3410.9 ~ 3430.4	19.5	P_2—Art	12	119	88000

经前述储层缝洞多源信息综合分析与预测，对 CB30 潜山储层有利区带分布特征有如下几点认识。

（一）整体特征

宏观上看，在该潜山面以下约 650m 厚的层段范围内缝洞都是较发育的；不发育区较少，只在寒武系和太古界有局部分布。这表明总体上该潜山储层巨厚，缝洞发育程度高，是一个有巨大油气存储能力的潜山。

（二）潜山储层纵向上具有分层性

经多源信息综合分析后认为：由潜山面向下 360m 左右为缝洞发育层，其中 60 ~ 70m 左右为最发育层；360 ~ 500m 左右为缝洞发育较差层；500 ~ 650m 左右为缝洞较发育层；650 ~ 720m 左右为缝洞相对不发育层。按地质层位分：下古生界构造裂缝、风化破碎缝、溶蚀造成的缝、洞、孔都十分发育，是一个多变的，非均质性很强的，连通性很好的储集层；太古界缝洞发育程度相对变差，但在其顶部 150 ~ 250m 为高孔、高渗带，在 250 ~ 500m 的层段内，地震检测的Ⅰ级、Ⅱ级、Ⅲ级缝洞发育带仍有较多的分布。

（三）平面上缝洞发育程度具有分块性

由地震检验图中可见到 CB302 井和 CB30 井区为缝洞最发育断块；CB301 井和 CB303 井断块次之；潜山顶面以寒武系出露为主的 CB303 井东北部断块和 CFD30 －1 －1B 井断块为缝洞相对最不发育区；其他断块缝洞发育程度为Ⅲ类。

（四）构造轴背和断层发育区是缝洞发育的有利部位

一般沿构造轴脊和接近断层且平行断层的条带均属于裂缝发育带。多方向缝洞发育带相交的部位为缝洞最发育区。

（五）Ⅰ级、Ⅱ级的地震检测值分布范围是缝洞发育最有利区带

缝洞发育区平面分布范围和纵向上深度及厚度的预测精度受地震波分辨率（主频、频带宽度、波场值的吸收衰减）、时深转换速度影响很大。为提高储层缝洞发育带的预测精度，启用三维高分辨、高精度、保振幅的地震资料是完全必要的。

第八章　NH 潜山储集层地震缝洞预测

第一节　研究区潜山储层的基本特征

NH 潜山地处东营市垦利县境内，构造上属于济阳坳陷陈家庄凸起。潜山是一个构造极为平缓、断层不发育、形态较单一的古地台（图 8－1，图 8－2）。潜山地层从东到西依次为奥陶系、寒武系和太古界，倾向北东，走向近北西，埋深在 900m 以下，顶部被第三纪地层覆盖。

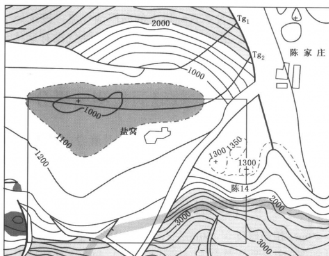


图 8－1　NH 潜山顶面区域构造图（等值线单位：m）

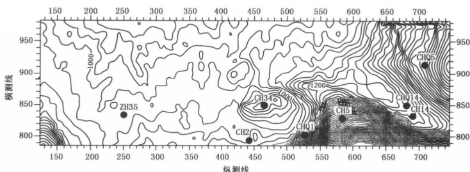


图 8－2　NH 潜山顶面地震等 t_0 图（等值线单位：ms）

该潜山上钻达古生界的探井有 7 口，分别钻入奥陶系（CH14 井）、寒武系（CH5 井和 CH34 井）和太古界（ZH35 井）。钻井揭示：奥陶系为石灰岩和白云岩，太古界为花岗片麻岩，裂缝较发育；寒武系主要为石灰岩，含泥质，裂缝相对不发育。目前研究区内各探井中无一口井获得

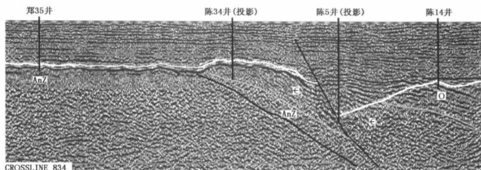


图 8-3　NH 潜山东西向地震剖面

工业油气流，其中 CH14 井日产水 145m^3/d，ZH35 井见油花，其他井均落空。而在研究区西侧和南侧所钻的 ZH9 井、ZH5 井均获日产百吨以上的高产油气流。该区处于构造高部位，又经历了长期的风化剥蚀和雨水淋滤，反而没有油气流产出，是油气没有运移至此，还是保存条件差，值得深入研究。

第二节　主参数缝洞检测结果分析

研究区西部潜山岩性较单一，主要为太古界的花岗片麻岩；而东部主要由寒武纪和奥陶纪的碳酸盐岩组成，由于上伏层岩性变化大，潜山面地震反射质量差。因此，缝洞预测以西部地震资料为主。

一、潜山顶面(0～20ms)的缝洞发育特征

潜山顶面 0～20ms(相当厚度 0～60m 左右)的主参数图上(图 8-4)，东部(CHQ1—CHQ5 井)为低振幅—低频率(这主要是潜山顶面反射差造成)，而西部变化较大。有以下几点特征：

(1)在 ZH35 井西有一条 NNW 向、中部有一条近 EW 向的高振幅中—高频率带，据模型正演结果(见第三章)为缝洞相对不发育区。

(2)在上述条带的两侧多为低振幅—中高频率区，南北条带状分布，为缝洞相对发育区。

(3)在 CH2-CH34 井一线，有一条低振幅—低频率条带，平面上呈 S 形南北向分布，主振幅平面图较清楚，可能为古溶蚀沟。经过 CH34 井有一条 NE-SW 向的低振幅—低频率带，可能是古断层影响所致。

二、潜山内幕缝洞发育特征预测

潜山内幕定义为 20ms，即位于侵蚀顶面约 60m 以下的地层。其主参数平面展布特征与顶面展布特征有明显的变化。

(一) 20～40ms(离潜山顶面约 60～120m)

在 20～40ms 的主参数平面图(图 8-5)上，CH2-CH34 以北为高振幅—中低频区，呈 NE-SW条带状分布，古断层特征更明显，且高振幅正好位于此古断层的上升盘上，由于断层破碎和古岩溶高地溶蚀作用强的双重影响，缝洞相对发育，因而振幅相对比较强。其下降盘仍有一NE向高振幅条带，但范围明显比上升盘小。再往北高振幅条带多呈SN向细条带展布，

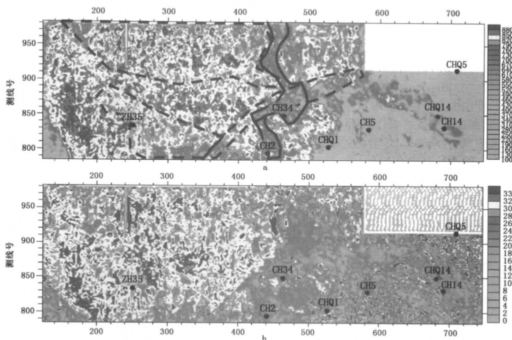


图 8-4　NH 潜山顶面(0~20ms)主振幅(a)主频率(b)平面图

参见书后彩图

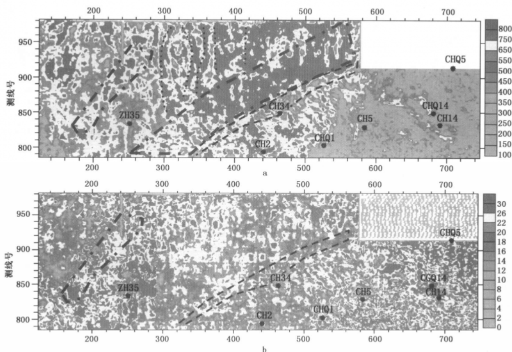


图 8-5　NH 潜山顶面(20~40ms)主振幅(a)主频率(b)平面图

参见书后彩图

频率中偏低，为古水流溶蚀形成的缝洞带。研究区西部 SN 方向的高振幅条带与顶面特征一致，但频率明显降低，缝洞不发育，这可能是导致 ZH35 井钻井无油气产出的原因。但在 ZH35 以西附近有一 NE 向的高振幅高频率条带，可能为缝洞相对发育区，它与深层主参数特征相近，值得重视。研究区东部主要为低振幅高频率区。

（二）40～60ms（离潜山顶约 120～180m）

此层段主参数平面展布特征（图 8－6）与上一层段比较一致，说明缝洞发育带纵向连通性好，古断层特征依然明显，只是其上升盘高振幅区有所减小，往北高振幅区仍呈 SN 向条带，同样范围减小，西部 ZH35 井附近特征基本没变。总体上研究区整个中西部主参数特征反映出纵向上缝洞发育区较连续，但范围往下变小，东部此层段为中高振幅和高频特征，振幅和频率呈 NW 向条带，其特征与西部不一样，其形成原因有待进一步研究。

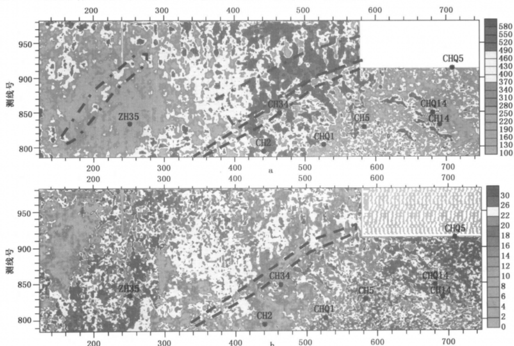


图 8－6　NH 潜山顶面（40～60ms）主振幅（a）主频率（b）平面图

参见书后彩图

（三）60～80ms（离潜山顶约 180～240m）

此层段地震主参数平面格局与上层段相比发生了较大变化（图 8－7）：古断层特征不如上一层段明显，但仍可看出其形态：其上升盘主振幅进一步减小，下降盘振幅反而有所增强，且呈 NNE 向展布；再往西其主振幅值有所增加，但 ZH35 井仍在低振幅—中高频率段中，显然其下部缝洞发育程度也不高。主频率平面展布与上一层段相比也发生了较大变化，高频率段主要集中于北部和西部局部地区。总之，从地震参数图上看，此层段缝洞主要发育于古断层下降盘局部地区和北部地区。

（四）80～100ms（离潜山顶约 240～300m）

此层段主参数平面图相对变化不大（图 8－8）：在古断层上下盘均有一中高幅—中高频区，但范围比上层缩小、方位未变（为 NNE 向）、沿断层分布。主频率中的高频区更集中在北

部，同样范围缩小，东部变化特征不大（图 8-8）。总之，此纵向变化反映了缝洞从上到下减弱的分布特征。

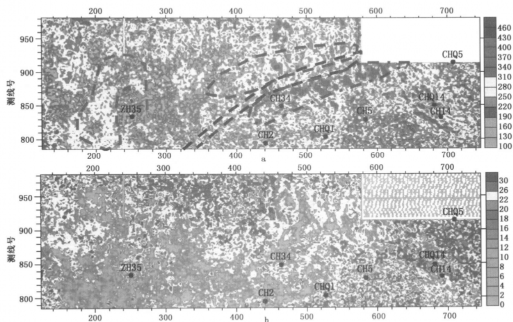


图 8-7　NH 潜山顶面（60～80ms）地震主振幅（a）主频率（b）平面图

参见书后彩图

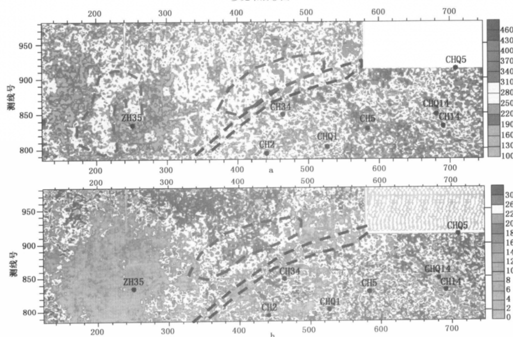


图 8-8　NH 潜山顶面（80～100ms）主振幅（a）主频率（b）平面图

参见书后彩图

三、NH 潜山缝洞发育特征总体评价

根据模型正演结果，缝洞发育的潜山顶面一般为低振幅—中高频率，而缝洞发育程度较差的潜山内幕为高振幅—中低频率。因此，以主振幅为主，参考主频率可以进行缝洞发育程序的综合评价：两者叠合良好为缝洞发育区，主振幅好而主频率稍差为较发育区。据此对 NH 潜山缝洞发育程度的综合评价结果(图 8－9，图 8－10)。图中反映出研究区顶面(<60m) 和内幕(>60m)的缝洞发育程度和平面分布特征不一致，即顶面主要集中在南北条带上，内幕主要集中在古断层上升盘和北部。

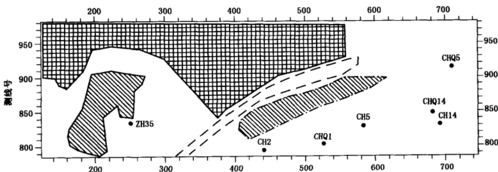


图 8－9　NH 潜山顶面(0～60m)缝洞发育平面综合预测图(方格内为最发育区)

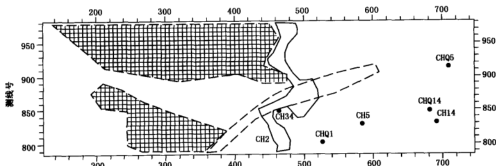


图 8－10　NH 潜山内幕(60～300m)缝洞发育平面综合预测图

(方格内为最发育区，斜线区域内为较发育区)

第三节　广义希尔伯特变换缝洞检测结果分析

以地震主振幅处理成果为基础，进行了广义希尔伯特变换(简称希氏)，用于突出和检测表现在主振幅中的信息异常变化区，这些陡变区带往往就是缝洞发育区。当然由于岩性或噪声也可能造成异常的信息变化，因此必须结合地质资料进行综合的储层解释。

一、潜山顶面(0～20ms)希氏变换检测结果分析

图 8－11 是潜山顶面 0～20ms 范围内的希氏变换结果。图中 CHQ1—CHQ5 一带(短点线)的东部地区为高值区，潜山岩性主要由寒武—奥陶系碳酸盐岩组成，由于上覆岩性复杂，

潜山顶面地震反射质量太差(同相轴多而杂乱),因而不能作为缝洞检测的依据。但其中相对低值的 NW 向条带展布与西部条带多呈近南北向展布的方位特征有明显差异,说明东西区岩性、构造作用可能有差异。CH34 井为高值区,其裂缝较发育,但是此高值区分布范围有限,周围被低值包围而呈孤岛,因而即使油源到达此区带也很难进入。ZH35 井位于中低值区,钻探效果不理想。在 CH34 井北有一条 NE 向展布的界线(长点线),可能为古断层,但比在主振幅的位置偏北一些。在古断层或短点线以西,潜山主要为太古界花岗片麻岩组成,潜山岩性和上覆岩层岩性均较单一,因而用希氏处理结果进行缝洞检测的可靠性较高。总体高值区应为缝洞发育带,主要集中在研究区北部,往南逐渐减少,呈南北条带状分布。这可能是古岩溶作用的结果。

综合以上分析,潜山顶面地震资料广义希尔变换缝洞检测结果综合如图 8 -12 所示。

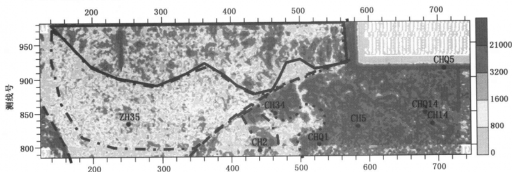


图 8 -11 NH 潜山顶面(0 ~20ms)广义希氏变换平面图

参见书后彩图

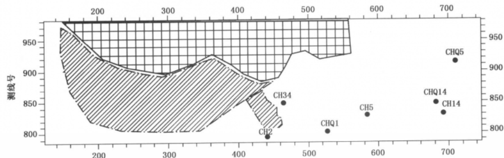


图 8 -12 NH 潜山顶面(0 ~20ms)广义希氏变换检测缝洞发育预测图

(方格为最发育区,斜线为较发育区)

二、潜山内幕缝洞发育特征的希氏变换检测结果分析

(一)潜山顶面 20 ~40ms (60 ~120m) 范围内的缝洞发育特征

潜山顶面以下约 60 ~120m 的层段内,希氏变换(图 8 -13)与上一层段结果相比东西分区(以点线为界)仍然明显:东为高值区,呈 NW 条带状展布;西部为高低值间隔分布。CH34 井仍为高值区,同样为孤岛状,上下有连续性。CH2 井仍落在低值区,其缝洞程度同样较差。古断层(虚线) 也可分辨。从高值分布特点来看,东部变化不大,而西部变化较大。主要表现在高值区分布在偏西地带,具有 NNW 向条带状,而紧邻古断层的上升盘却多为低值,主要与原

主振幅高值连片分布且能量强且变化小有关。因此,此层段缝洞分布既要注意古断层上升盘原主振幅高值区,同时在低值区中的高希氏值条带(点画线内)也值得关注。

(二)潜山顶面 40 ~ 60ms (120 ~ 180m) 范围内的缝洞发育特征

此层段的希氏变换结果(图 8 -14)与上层段相比有以下特征:古断层(虚线)特征仍然明显,希氏值分布以此为界,东部为高值区,多呈 NW 向条带分布;西部高值区主要集中分布于北侧,NNW -SN 向条带状分布;中部多为低值;南侧局部为高值。因此,此层段缝洞北部发育(点画线内)。

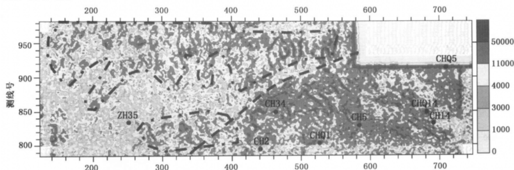


图 8 -13 NH 潜山顶面(20 ~ 40ms)广义希氏变换平面图

参见书后彩图

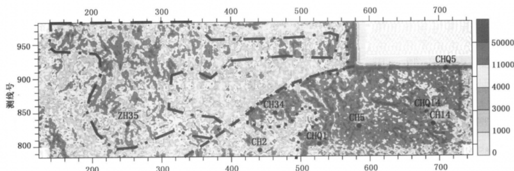


图 8 -14 NH 潜山顶面(40 ~ 60ms)广义希氏变换平面图

参见书后彩图

(三)潜山顶面 60 ~ 80ms (180 ~ 240m) 缝洞发育特征

与上层段相比,此层段缝洞明显减少(图 8 -15):西部基本为低值区,高值区仅在北侧零星分布,东部高值区也比上层减少;CH34 井有 NEE 向高值条带(虚线内),为缝洞的可能发育区;ZH35、CH2 井仍位于缝洞相对不发育区。

(四)潜山顶面 80 ~ 100ms (240 ~ 300m) 范围内的缝洞发育特征

此层段希氏值展布特征(图 8 -16)与上层基本一致:高值区进一步减少,包括 CH34 井高值条带也缩小。反映出此深度范围内缝洞已基本不发育或发育程度不高。

(五)潜山内幕缝洞总体特征

总之,潜山内幕缝洞在离顶面 60 ~ 180m 层段内较发育,主要分布于研究区西部或 CH34 井附近的古断层两侧,在 180m 以下缝洞发育程度较差(图 8 -17)。

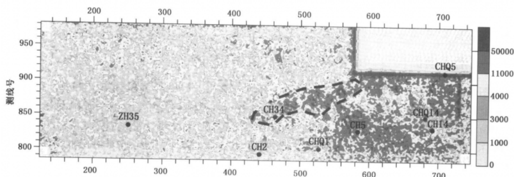


图 8 -15　NH 潜山顶面(60～80ms)广义希氏变换平面图

参见书后彩图

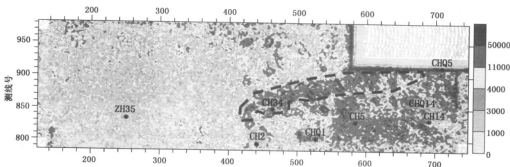


图 8 -16　NH 潜山顶面(80～100ms)广义希氏变换平面图

参见书后彩图

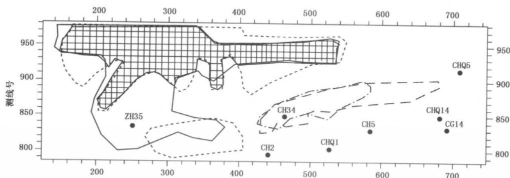


图 8 -17　NH 潜山内幕广义希氏变换检测缝洞发育预测图

方格为最发育区,其他框内较发育区

第四节　高阶统计量缝洞检测结果分析

根据高阶统计量理论,共用了两种方法对 NH 三维数据体进行缝洞处理。它们是双谱振幅谱(简称振幅谱)和双谱相位谱(简称相位谱),以两个方向(x、y)的处理结果之差作为成果输出并成图。其中振幅谱主要反应能量的变化率,相位谱反应相位的连续度。能量变化率和相位连续度与缝洞(含断层、裂缝或溶洞)有较大的相关性:在缝洞发育部位,地震能量将会出

现较大波动，而相位也杂乱，连续性差，因此双谱处理后的振幅谱和相位谱值相应较高，特别是相位谱，对较大的断层、断裂带或溶蚀带的反应较清楚。据此可以进行缝洞检测。

一、潜山顶面（0～20ms）双谱检测的缝洞展布特征

图8－18是潜山顶面双谱处理所得的平面图。在振幅谱图上高值区主要集中分布于研究区南北两侧，多呈SN向条带状展布，反映出南北两侧缝洞较发育，这与主振幅的结论一致。在相位谱图上研究区西部边界和CH34井北为高值条带，这是断裂带（古断层）的反应。相位谱图还表现出该区断层走向变化大，有NE向、NNW向和SN向几组，反映出该区构造运动复杂，缝洞发育，特别是西部。

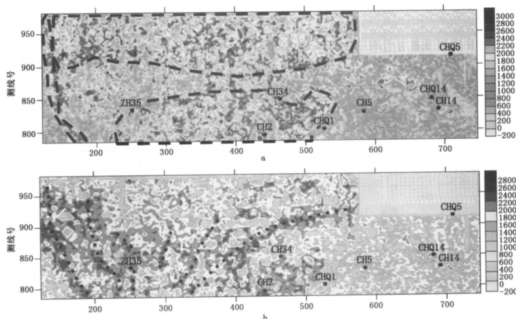


图8－18　NH潜山顶面（0～20ms）双谱处理（a为振幅谱，b为相位谱）缝洞检测平面图

参见书后彩图

二、潜山内幕双谱检测的缝洞展布特征

从潜山顶往下20～100ms层段内（相当于深度60～300m）每20ms时窗（相当于60m厚度）进行了一次双谱处理，其所得的振幅谱和相位谱见图8－19～图8－22。从这些图上可以明显地反映出，随深度的增加，双谱高值区范围逐渐减小，说明缝洞发育程度随埋深增加而逐步减弱，这与前面主参数和广义希氏变换处理结论一致。局部地区随深度变化还是有所差异：在60ms以内的双谱图上，缝洞主要发育在研究区北侧，呈三角形状往南减少，为网状分布；在60ms以下，缝洞主要分布于CH34井以北局部地区，呈SN向和NE向分布。

三、潜山缝洞发育特征总体评价

利用高阶统计量中的双谱处理，把各层有利区块纵向上叠合（图8－23），根据纵向上叠置层数划分了NH潜山的缝洞平面展布特征图（图8－24）。

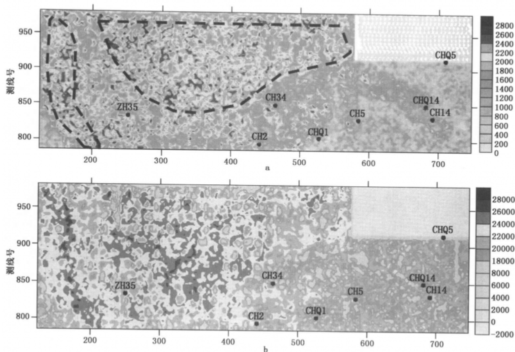


图 8-19　NH 潜山顶面(20～40ms)双谱处理(a 为振幅谱,b 为相位谱)缝洞检测平面图

参见书后彩图

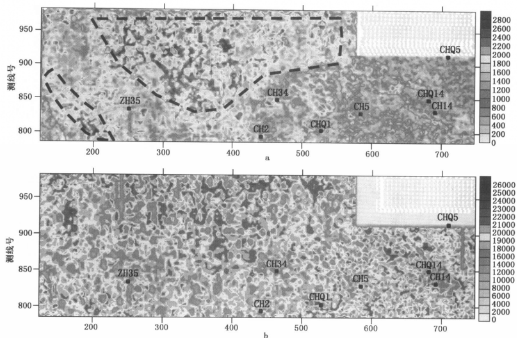
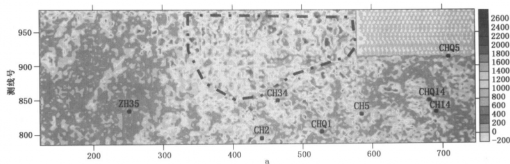


图 8-20　NH 潜山顶面(40～60ms)双谱处理(a 为振幅谱,b 为相位谱)缝洞检测平面

参见书后彩图



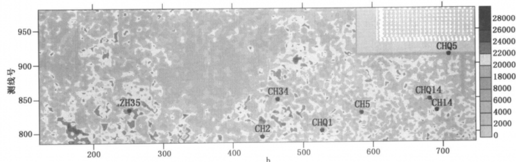
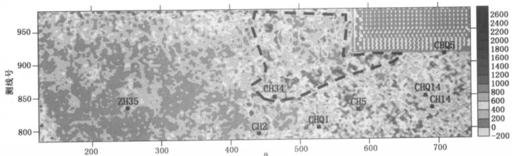


图 8 −21　NH 潜山顶面(60 ~ 80ms)双谱处理(a 为振幅谱,b 为相位谱)缝洞检测平面图

参见书后彩图



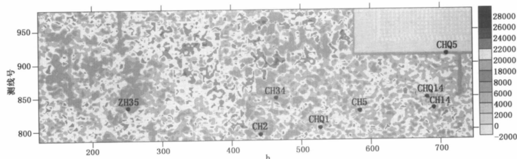


图 8 −22　NH 潜山顶面(80 ~ 100ms)双谱处理(a 为振幅谱,b 为相位谱)缝洞检测平面图

参见书后彩图

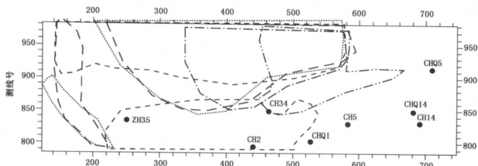


图 8-23　NH 潜山双谱处理不同时窗缝洞发育程度纵向叠置图

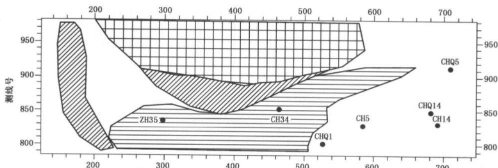


图 8-24　NH 潜山双谱处理缝洞发育程度预测图

第五节　多尺度边缘缝洞检测结果分析

为了准确、详细地认识 NH 潜山顶面的缝洞发育特征，对潜山顶面 0~50m 厚度范围内的地震数据进行了多尺度边缘检测处理，其平面图如图 8-25~图 8-30 所示。总体说来，潜山顶面 50m 范围内缝洞发育特征比较一致（缝洞南北部发育，中部较差，且主要集中在北部）；CH34 井 NE 向古断层特征仍然可见，往下断面南移；ZH35 井潜山顶面缝洞较发育，但分布局限，可容空间小；CH34 井位于较发育区，但同样横向分布范围小，纵向上仅 10 多米的发育带；其他的发育程度较差。

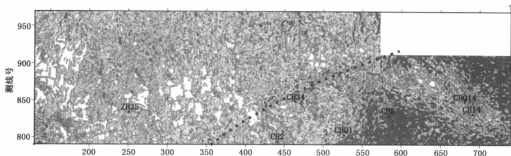


图 8-25　NH 潜山顶面多尺度边缘检测缝洞预测平面图

参见书后彩图

值得注意的是，边缘检测值的低值多呈 SN 向条带，往南延伸又形成了 NNW 和 NNE 向的分支(如 ZH35 井北)，在中部有汇聚现象，与古水系特征很相似。NH 潜山面北高南低，在风化剥蚀过程中古河流由北向南流动时形成溶蚀沟谷，从而展现出由北向南延伸的条带。同时古水流在研究区中部汇聚，形成较大面积的低值分布区。高值条带为古岩溶沟谷间的山脊或山梁，是风化淋滤区的主要承受地带，因而缝洞发育。

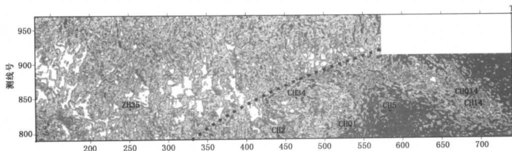


图 8 -26　NH 潜山顶面往下 4ms 层面多尺度边缘检测缝洞预测平面图

参见书后彩图

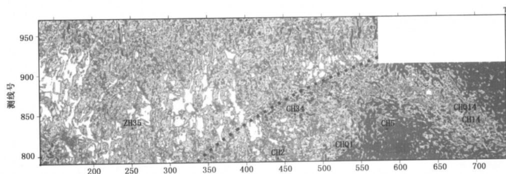


图 8 -27　NH 潜山顶面往下 8ms 层面多尺度边缘检测缝洞预测平面图

参见书后彩图

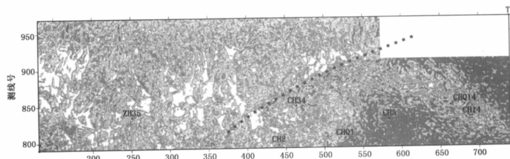


图 8 -28　NH 潜山顶面往下 12ms 层面多尺度边缘检测缝洞预测平面图

参见书后彩图

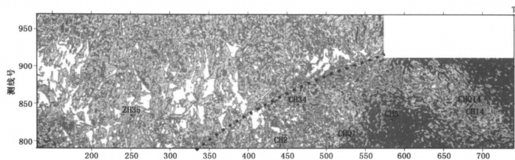


图 8 -29　NH 潜山顶面往下 16ms 层面多尺度边缘检测缝洞预测平面图

参见书后彩图

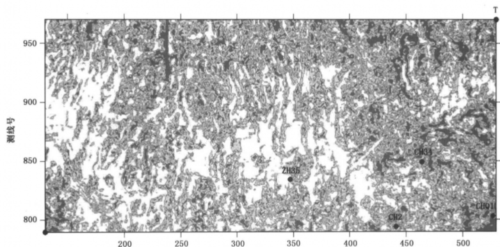


图 8 -30　NH 潜山顶面三维地震小尺度边缘检测的水系与缝洞预测平面图

参见书后彩图

参 考 文 献

万明浩．1994. 岩石物理性质及其在石油勘探中的应用．北京:地质出版社

王允诚．1990. 裂缝性致密油气储集层．北京:地质出版社

王允诚．1999. 油气储层评价．北京:石油工业出版社

王家映．1998. 地球物理反演理论．武汉:中国地质大学出版社

牛滨华．1993. 裂隙各向异性介质中一维横波双分量数值模拟．石油地球物理勘探, 28(4):462~470

牛滨华．1994. 方位界面及其波场数值模拟．石油地球物理勘探, 29(6):685~694

文晓涛,贺振华,黄德济．2003. 缝洞岩层地震波反射特征分析．勘探地球物理进展, 26(2):99~102

方伍宝．1996. 方位各向异性介质的 VSP 资料处理．石油物探,35(1):22~30

方勇,贺振华,黄德济．2005. 利用声波阻抗信息识别裂隙流体异常．物探化探计算技术,27(2): 102~106

冯德益．1988. 地震波理论与应用．北京:地震出版社

朱广生等．1995. 密度与纵横波速度关系．地球物理学报,38:260~264

刘建中,张建英等．1999. 潜山油藏．北京: 石油工业出版社

刘彦强,董敏煜．1992. 对各向同性到各向异性带来的几个问题的初探．石油地球物理勘探,27(1): 29~44

刘彦强．1992. 椭圆各向异性介质中 SH 波波场模拟．石油地球物理勘探,27(5):630~647

杜正聪,贺振华,王志．2003. 变参考慢度 Born 近似傅氏偏移．吉林大学学报,33(4):555~558

杜正聪,贺振华,黄德济,李 忠．2005. 基于弹性方程和声学方程的裂缝模型正演与偏移．物探化探计算技术,27(1): 1~5

杜正聪,贺振华,黄德济．2003. 缝洞储层地震波场数值模拟．勘探地球物理进展,26(2):103~108

杜正聪,贺振华,黄德济．2003. 缝洞储层地震波场数值模拟．勘探地球物理进展,26(2):103~108

杜正聪,贺振华等．2004. 变参考慢度的 Rytov 近似傅氏偏移方法．石油大学学报(自然科学版),28(4): 31~38

杨文采．1997. 地球物理反演的理论与方法．北京:地质出版社

李文林,李承楚．1994. 一种拾取裂隙密度的新方法．石油地球物理勘探,29(3):286~293

李文林,李承楚．1994. 含裂隙介质中弹性波场正演模拟．石油地球物理勘探, 29(6): 713~723

李正文,胡光岷等．1994. 地震数据多参数约束反演及应用．石油地球物理勘探,29(5):581~587

李丕龙,张善文等．2003. 多样性潜山成因、成藏与勘探——以济阳坳陷为例．北京: 石油工业出版社

李亚林,贺振华,黄德济等．2000. 气层和异常高压带地震特征的超声波实验研究．天然气工业,20(5): 18~21

李亚林,贺振华,黄德济等．2001. 岩石孔渗特性与地震波衰减、传播速度的相互关系．天然气工业,21(4):7~10

李亚林、贺振华等．1998. 岩石孔隙流体对纵横波速度影响的实验研究及意义．矿物岩石(增刊):188~191

李庆忠．1992. 岩石纵横波速度规律．石油地球物理勘探,27(1):1~12

李庆忠．1997. 地震高分辨率勘探中的误区与对策．石油地球物理勘探,32(6):751~783

李录明,罗省贤．1995. P-SV 转换波速度分析及解释方法．石油地球物理勘探, 30(1):67~74

李录明等．1997. 多波多分量地震勘探原理及数据处理方法．成都:成都科技大学出版社

李瑞,杨光惠,胡奇凯．2003. 鄂尔多斯盆地碳酸盐岩储层测井产能预测研究．勘探地球物理进展,26(2):109~113

李瑞．2003. 裂缝性碳酸盐岩测井储层参数研究及应用．成都:四川科学技术出版社

吴大奎．1995. 应用分形插值预测裂缝．石油地球物理勘探,30(6):823~827

何樵登,张中杰. 1990. 3D横向各向同性介质中的体波. 石油地球物理勘探,25(2):137~147
何樵登,张中杰. 1996. 横向各向同性介质中地震波及其数值模拟. 长春:吉林大学出版社
何樵登著. 1988. 地震波理论. 北京:地质出版社
余家仁,陶洪兴等. 1993. 华北潜山油藏碳酸盐岩储集层研究. 北京:石油工业出版社
汪和杰,董敏煜. 1993. EDA介质中弹性波VSP模拟和横波双折射分析. 石油地球物理勘探, 28(增刊2):63~71
汪和杰,董敏煜. 1994. EDA介质中的弹性波. 石油地球物理勘探, 29(6):706~712
汪和杰,董敏煜. 1998. 由裂隙引起的三分量资料中的泛张各向异性. 石油地球物理勘探,33(2):185~190
宋海滨,马在田. 1997. 层状各向同性介质反问题初探. 地球物理学报,40(1):105~118
迟新刚,贺振华,贺锡雷等. 2003. 应用双谱进行裂缝储层检测. 石油地球物理勘探,38(3):285~289
迟新刚,贺振华,黄德济. 2003. 储层缝洞预测和检测方法. 勘探地球物理进展, 26(2):94~98
张中杰,何樵登. 1989. 含裂隙介质中地震波运动学问题的正演模拟. 石油地球物理勘探,24(3):290~300
张中杰. 1994. 各向异性介质中地震波前面的偏微分方程. 地球物理学报,37(2): 220~227
张永刚. 2003. 地震波场数值模拟方法. 石油物探,42(2):143~148
张帆,贺振华,黄德济等. 1999. 储层裂隙波场特征物理模型实验研究. 石油地球物理勘探,34(6):675~681
陈颙,黄庭芳. 2001. 岩石物理学. 北京:北京大学出版社
范祯祥,郑仙种. 1994. 地震波数值模拟与偏移成像. 郑州:河南科学技术出版社
周辉,何樵登. 1995. 利用Hartley变换模拟各向异性介质地震波场. 石油地球物理勘探,30(5):593~614
赵树栋等. 1997. 任丘碳酸盐岩油藏. 北京:石油工业出版社
赵鸿儒等. 1996. 工程多波地震勘探. 北京:地震出版社
胡光岷,贺振华,黄德济等. 2000. 利用纵波资料反演裂缝发育密度和方向. 成都理工学院学报,27(2):145~150
俞寿朋. 1993. 高分辨率地震勘探. 北京:石油工业出版社
姚姚等. 1991. 地震勘探新技术与新方法. 武汉:中国地质大学出版社
贺振华,杜正聪,文晓涛. 2004. 碳酸盐岩喀斯特溶洞和裂缝系统的地震模拟与预测. 地球科学进展,19(3):399~402
贺振华,李亚林,曹均,李琼. 2003. 地层温压条件下超声波测试技术. 勘探地球物理进展, 26(2):84~87
贺振华,何樵登. 1997. 多波资料综合解释方法的若干进展. 岩石矿物,17(4):76~93
贺振华,胡光岷,黄德济. 2004. 数学检波器与波动方程地震叠前正演. 成都理工大学学报(自然科学版),31(6):675~678
贺振华,胡光岷,黄德济. 2005. 致密储层裂缝发育带的地震识别及相应策略. 石油地球物理勘探,40(2):190~195
贺振华,桂志先,何义中等. 2002. 裂缝型混合介质中地震波场特征数值模拟. 理论与应用地球物理进展,北京:气象出版社
贺振华,黄德济. 2003. 缝洞储层的地震检测和预测. 勘探地球物理进展,26(2):79~83
贺振华,黄德济等. 1999. 复杂油气藏地震波场特征方法理论及应用. 成都:四川科学技术出版社
贺振华等. 1989. 反射地震资料偏移处理与反演方法. 重庆:重庆大学出版社
贺振华等. 2001. 定向裂缝对地震波速度和振幅影响的比较——实验结果分析. 物探化探计算技术,23(1):1~5

贺锡雷,黄德济,胡光岷等. 2003. 信息保真边缘检测. 成都理工大学学报,30(1):45~51

桂志先,贺振华,黄德济. 2000. 两种类型裂隙介质的弹性常数分析. 物探化探计算技术,22(2):117~119

桂志先,贺振华. 2004. 裂缝介质中纵波地面地震记录模拟及特征. 计算物理,21(1): 91~94

唐建侯. 1993. 质点偏振图在裂缝检测中的初步应用. 石油地球物理勘探,28(增刊1):32~36

唐湘蓉,贺振华,黄德济. 2004. 裂缝储集层模糊评价方法. 物探化探计算技术,26(3): 215~219

黄绪德著. 2003. 油气预测与油气藏描述——地震勘探直接找油气. 南京:江苏科学技术出版社

黄德济,贺振华,何建军,文晓涛. 2003. 致密储层缝洞发育带综合预测. 勘探地球物理进展,26(2):114~120

黄德济等. 1990. 地震勘探资料数字处理. 北京:地质出版社

曹均,贺振华,黄德济,李琼. 2003. 裂缝储层地震波特征响应的物理模型实验研究. 勘探地球物理进展,26(2):88~93

曹均,贺振华,黄德济等. 2003. 孔洞储层地震波场特征响应的物理模型实验研究. 成都理工大学学报,30(6):576~582

曹俊兴,贺振华,严洪瑞. 1999. 非均匀介质电磁参数成像理论方法. 成都理工学院学报,26(4)

康玉柱等. 2001. 中国新疆地区油气地质特征资源评价. 乌鲁木齐:新疆科技卫生出版社

曾新吾. 1996. 各向异性介质中的矢量褶积模型与横波分裂算法. 石油地球物理勘探,33(2):191~197

Assad J M, Tatham R H and McDonald J A. 1992. A physical model study of microcrack -induced anisotropy. Geophysics,57:1562~1570

Ata E. 1995. Mapping distribution of fractures in a reservoir with P -S converted waves. The Leading Edge, 14:664~675.

Beckham W E. 1996. Seismic anisotropy and natural fractures from VSP and borehole sonic tools -A field study. Geophysics,61:456~466

Brian H, Russell K H, Fred J H, and Lawrence R L. 2003. Fluid -property discrimination with AVO: A Biot -Gassmann perspective. Geophysics,68:29~39

Cao J X, He Z H, Zhu J et al. 2003. Conductivity tomography at two frequencies. Geophysics,68(2):516~522

Carcione J M. 1992. A spectral scheme for wave propagation simulation in 3D elastic -anisotropic media. Geophysics,57: 1593~1607

Castagna J P, Sun S J et al. 2003. Instantaneous spectral Analysis: Detection of Low -Frequency shadows Associated with Hydrocarbons. The Leading Edge,22: 120~127

Chaur -jian Hsu. 1992. Elastic wave through a simulated fractured medium. Geophysics,57:441~450

Crampin S. 1978. Seismic -wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic. Geophys. J. R. Astr. Soc. 53:467~496

Crampin S. 1980. Estimating crack parameters from observations of P -wave velocity anisotropy. Geophysics, 45:345~360

Crampin S. 1981. The variation of delays in stress -induced anisotropic polarization anomalies. Geophys. J. R. Astr. Soc. 64:115~131

Crampin S. 1984. An introduction to wave propagation in anisotropic media, Geophys. J. R. Astr. Soc. 76: 17~28

Crampin S. 1984. Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids. Geophys. J. R. Astr. Soc. 76:135~145

Crampin S. 1984. Seismic anisotropy -the state of the art. Geophys. J. R. Astr. Soc. 76:1~16

Crampin S. 1985. Evaluation of anisotropy by shear -wave spilitting. Geophysics,50: 142~152

Crampin S. 1987. Geological and industrial applications of extensive dilatancy anisotropy. Nature,328: 491~

Crampin S. 2003. The New Geophysics: Shear－wave splitting provides a window into the crack－critical rock Mass. The Leading Edge,22: 536～549

Dvorkin J. 1992. The dynamics of viscous compressible fluid in a fracture. Geophysics,61:720～726

Eberli G P,Baechle G T et al. 2003. Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks. The Leading Eadg,22:654～661

Gajewski D. 1992. Vector wavefields for weakly attenuating anisotropic media by the ray method. Geophysics. 57:27～38

Gardner G H F,Gardner L W,Gregory A R. 1974. Formation velocity and density－the diagnostic basic for stratigraphic traps. Geophysics. 39:770～780

Gazdag J and Sguazzero P. 1984. Migration of Seismic data by phase shift plus interpolation. Geophysics,49: 124～131

Goodway W,Chen T and Downton J. 1997. Improved AVO fluid detection and lithology discrimination using Lame petrophysical parameters. 67th Ann. Internat. Mtg. ,Soc. Expl. Geophys. ,Expanden Abstracts,183～186

Gray D and Head K. 2000. Fracture Detection in Manderson Field: A 3D AVAZ Case History. The Leading Edge,19: 1214～1221

Gray D,Roberts G and Head K. 2002. Recent advances in determination of fracture strike and crack density from P－Wave seismic data. The Leading Eadg,22:280～285

Huang L J,Fehler M C,Wu R S. 1999. Extended local Rytov Fourier migration method. Geophysics,64:1535～1545

Hudson J A. 1981. A higher order approximation of elastic wave in material containingcracks. Geophys. J. R. Astr. Soc. 64

Hudson J A. 1981. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. Geophys. J. R. Astr. Soc. 64:133～150

Hudson J A. 1990. Overall elastic properties of isotropic material with arbitrary distribution of circular cracks. Geophysics,55(3)

Kelly S. 1997. P－to－S conversion for a thin anisotropic zone produced by vertical fracturing. Geophysical Prospecting,45:551～570

Li X Y. 1997. Fractured reservoir delineation using multicomponent seismic data. Geophysical Prospecting,45: 39～64

Lucia D. et al. 2003. A multiscale DHI elastic attributes evaluation:The Leading Edge,22(10):1024～1029

Mallick S,Craft K L,Meister L J and Chambers R E. 1998. Determination of the principal directions of azimuthal anisotropy from P－wave seismic data. Geophysics,63:692～706

Pride S. R,Harris J. M,Johnson D. L et al. 2003. Permeability dependence of seismic amplitudes. The Leading Edge,22: 518～525

Samec P. 1992. Viscoelastic attenuation,anisotropy and AVO. Geophysics,57:441～450

SkiRius C. 1999. 3D Seismic attributes applied to carbonates. The Leading Edge,18:384～393.

Thomsen L. 1988. Reflection seismology over azimuthally anisotropic media. Geophysics,53: 304～313

Zhang Z J,Teng J W and He Z H. 2000. Azimuthal anisotropy of seismic velocity,attenuation and Q value in viscous EDA media. Science in China(series E),43(1):17～22

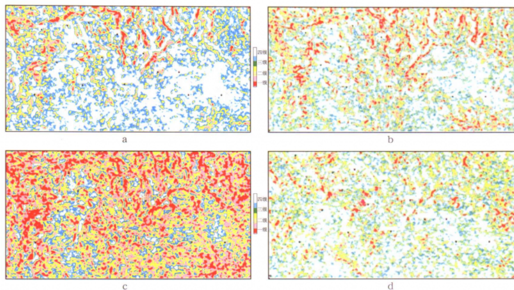


图 5-5　相干数据体与小波多尺度边缘检测效果比较

a—潜山顶面相干数据体；b—潜山顶面多尺度边缘检测；c—潜山顶面 +32ms 相干数据体；
d—潜山顶面 +32ms 多尺度边缘检测

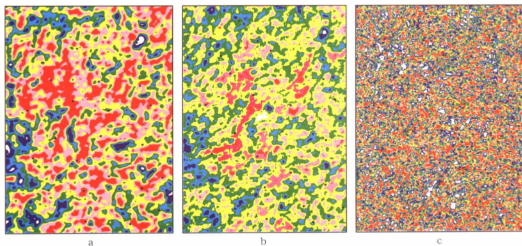


图 5-6　小波多尺度边缘检测法不同尺度检测效果比较

a—大尺度；b—中尺度；c—小尺度

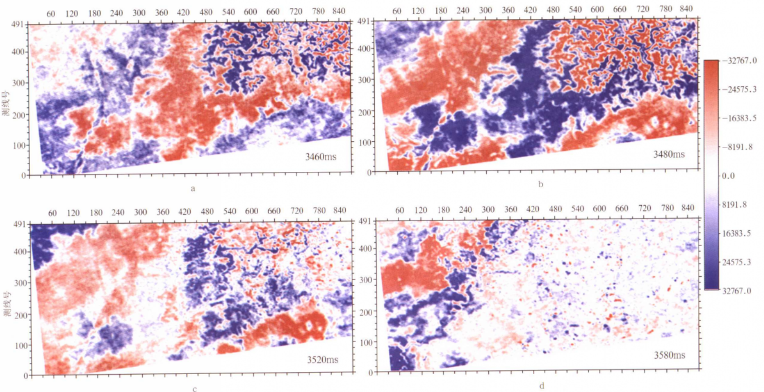


图5-7　4个不同时间的常规三维地震时间切片图

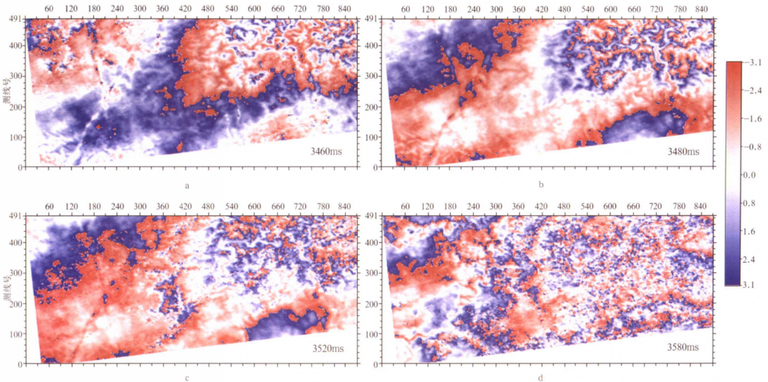


图 5-8　4 个不同时间的广义希氏变换时空切片图

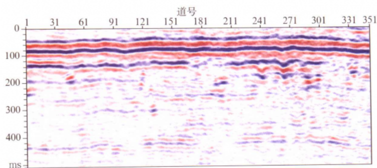


图 5−9　常规地震三维数据穿过图 5−8d 中河道的垂直切片

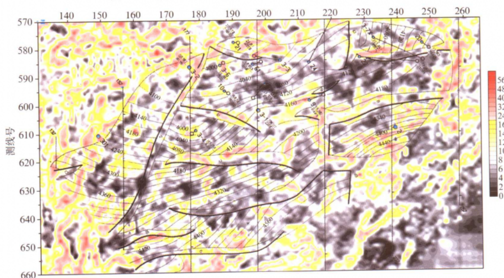


图 5−12　某地区地震波多尺度边缘检测与构造叠合图（图中黑色代表缝洞不发育）

图中等值线单位：m

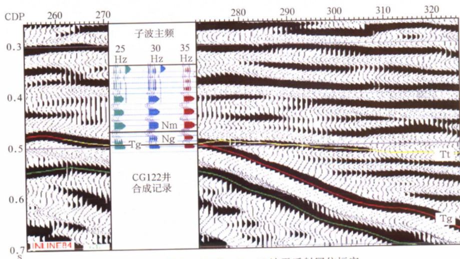


图 6−1　过 CG122 井 inline84 地震反射层位标定

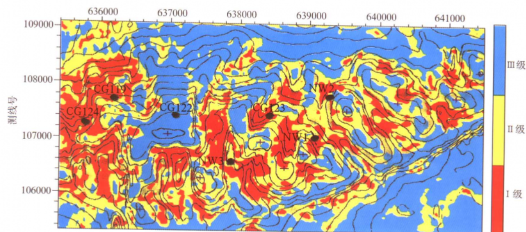


图6-24　潜山顶面三维地震多尺度边缘检测值与潜山盖层等时差值的叠合图

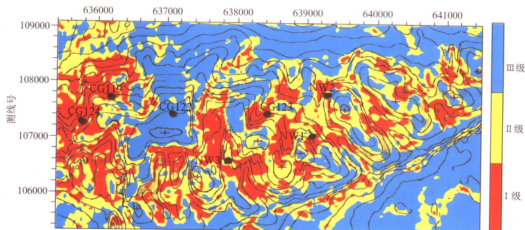


图6-25　潜山顶面均方根振幅检测值与潜山盖层等时差值的叠合图

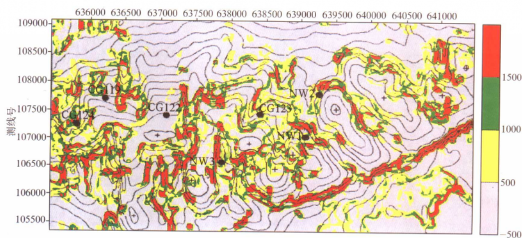


图6-26　潜山顶面RISCH图像边缘检测值与潜山盖层等时差值的叠合图

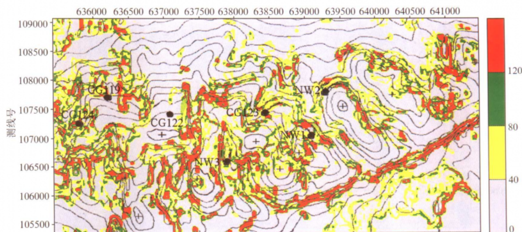


图6-27　潜山顶面ROBERT图像边缘检测值与潜山盖层等时差值的叠合图

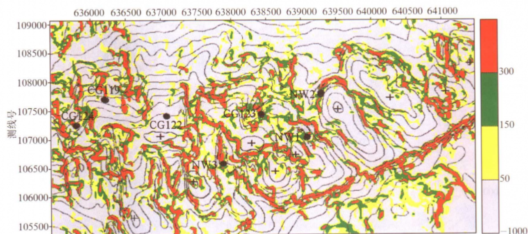


图6-28　潜山顶面SOBEL图像边缘检测值与潜山盖层等时差值的叠合图

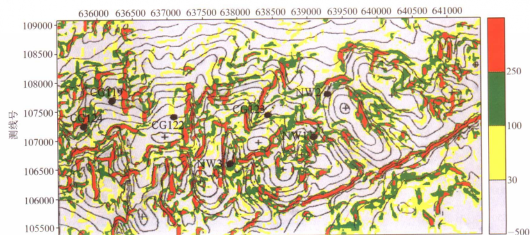


图6-29　潜山顶面PREWTT图像边缘检测值与潜山盖层等时差值的叠合图

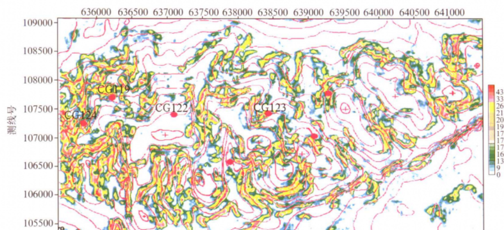


图 6-31　三维地震缝洞检测多尺度边缘检测 Tg+8ms 的时间切片与盖层等时差叠合

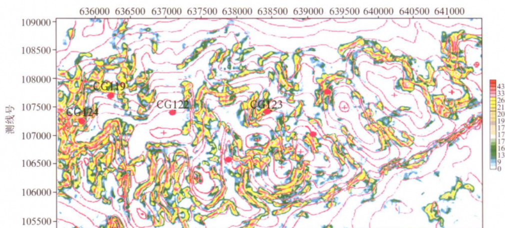


图 6-32　三维地震缝洞多尺度边缘检测 Tg+16ms 的时间切片与潜山盖层等时差叠合图

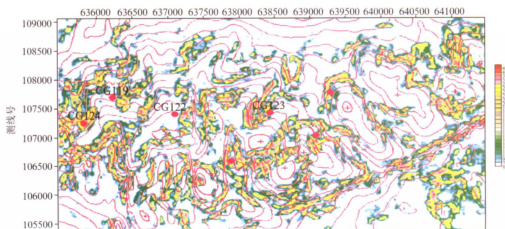


图 6-33　三维地震缝洞多尺度边缘检测 Tg+40ms 的时间切片与潜山盖层等时差叠合图

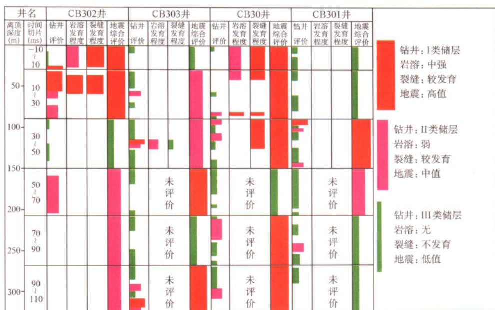


图 7-3　CB30潜山储层评价参数纵向综合对比图

图中的色柱由左至右依次为钻井、岩溶、测井裂缝和地震评价结果

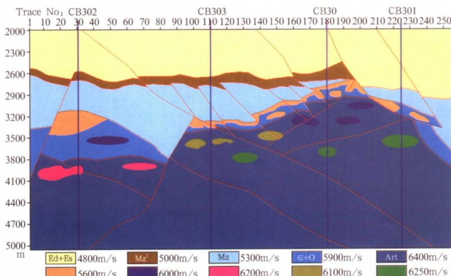


图 7-36　CB30潜山CB302井～CB301井连井断层、岩溶地质模型

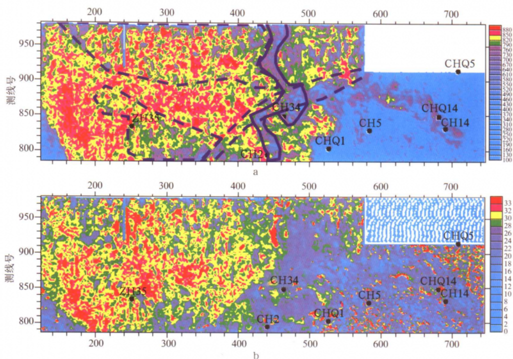


图 8-4　NH 潜山顶面（0～20ms）主振幅（a）主频率（b）平面图

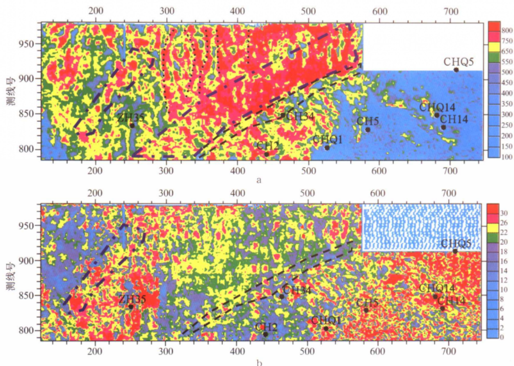


图 8-5　NH 潜山顶面（20～40ms）主振幅（a）主频率（b）平面图

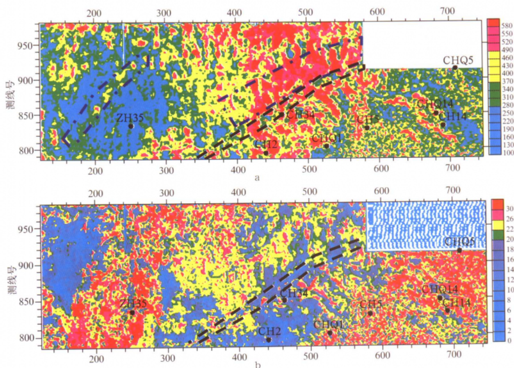


图 8-6　NH 潜山顶面（40～60ms）主振幅（a）主频率（b）平面图

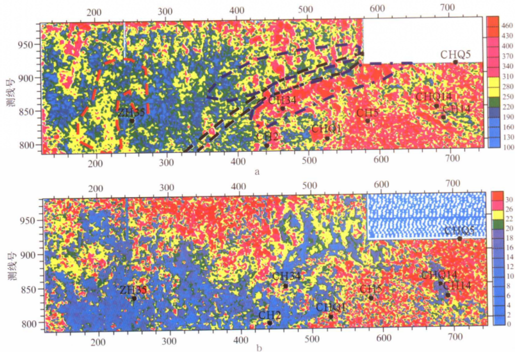


图 8-7　NH 潜山顶面（60～80ms）地震主振幅（a）主频率（b）平面图

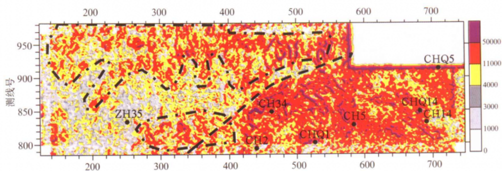


图 8-13 NH 潜山顶面（20～40ms）广义希氏变换平面图

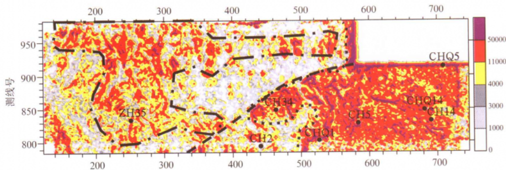


图 8-14 NH 潜山顶面（40～60ms）广义希氏变换平面图

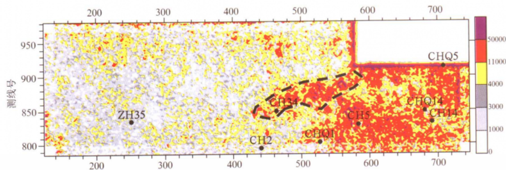


图 8-15 NH 潜山顶面（60～80ms）广义希氏变换平面图

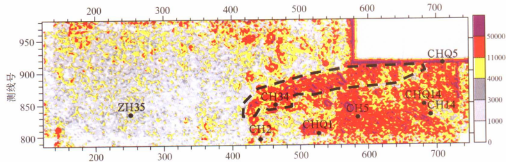


图 8-16 NH 潜山顶面（80～100ms）广义希氏变换平面图

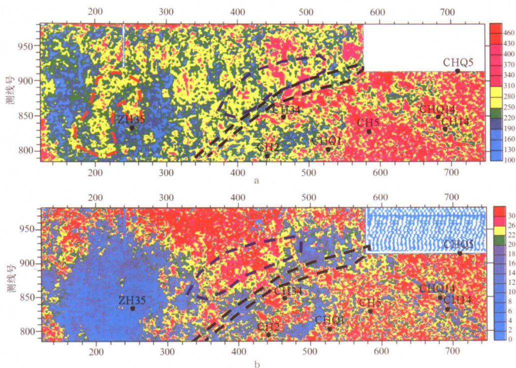


图 8-8　NH 潜山顶面（80～100ms）主振幅（a）主频率（b）平面图

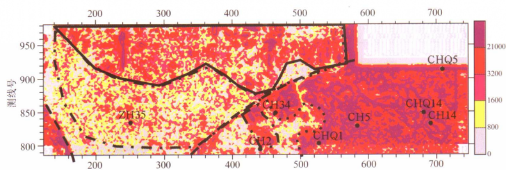


图 8-11　NH 潜山顶面（0～20ms）广义希氏变换平面图

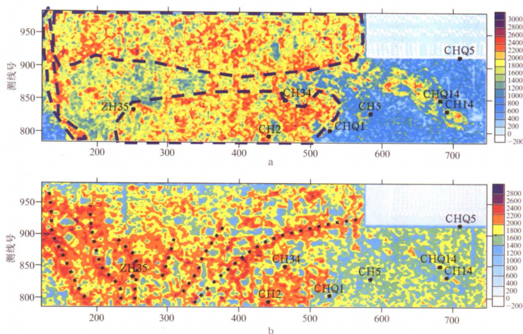


图 8−18　NH 潜山顶面（0～20ms）双谱处理（a 为振幅谱，b 为相位谱）缝洞检测平面图

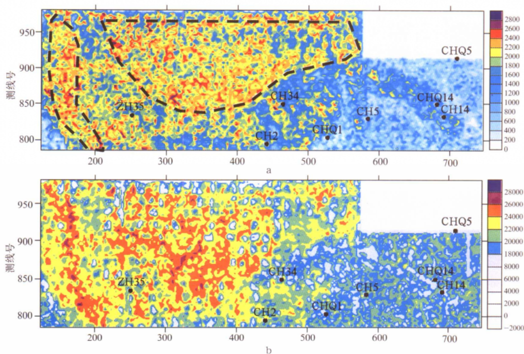


图 8−19　NH 潜山顶面（20～40ms）双谱处理（a 为振幅谱，b 为相位谱）缝洞检测平面图

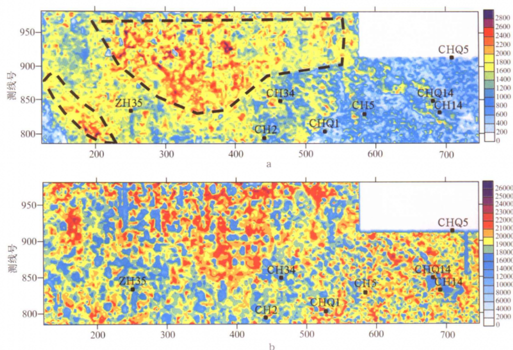


图 8-20　NH 潜山顶面（40～60ms）双谱处理（a 为振幅谱，b 为相位谱）缝洞检测平面

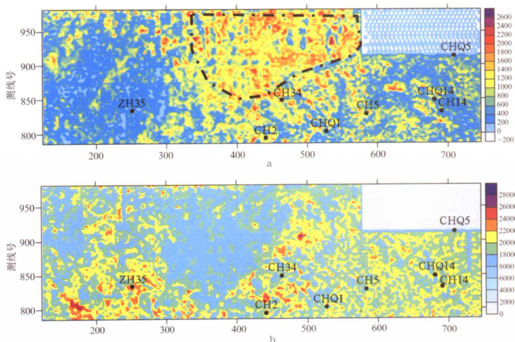
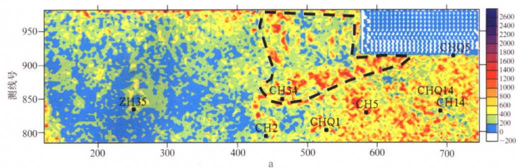


图 8-21　NH 潜山顶面（60～80ms）双谱处理（a 为振幅谱，b 为相位谱）缝洞检测平面图



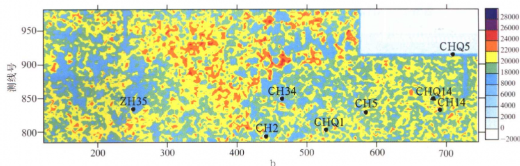


图 8-22　NH 潜山顶面（80～100ms）双谱处理（a 为振幅谱，b 为相位谱）缝洞检测平面图

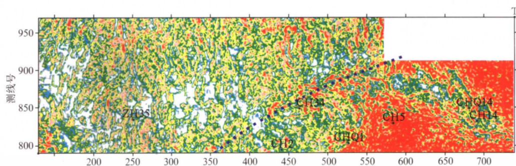


图 8-25　NH 潜山顶面多尺度边缘检测缝洞预测平面图

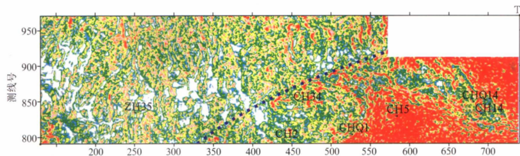


图 8-26　NH 潜山顶面往下 4ms 层面多尺度边缘检测缝洞预测平面图

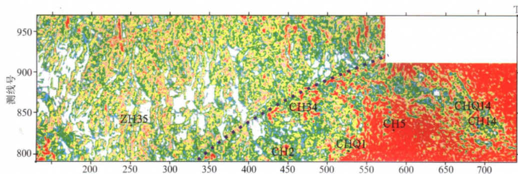


图 8-27　NH 潜山顶面往下 8ms 层面多尺度边缘检测缝洞预测平面图

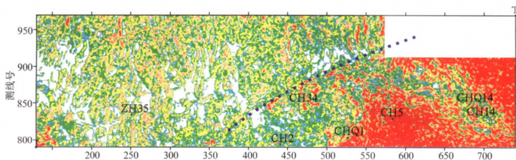


图 8-28　NH 潜山顶面往下 12ms 层面多尺度边缘检测缝洞预测平面图

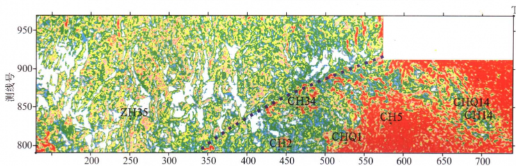


图 8-29　NH 潜山顶面往下 16ms 层面多尺度边缘检测缝洞预测平面图

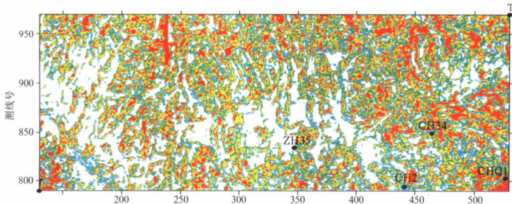


图 8-30　NH 潜山顶面三维地震小尺度边缘检测的水系与缝洞预测平面图